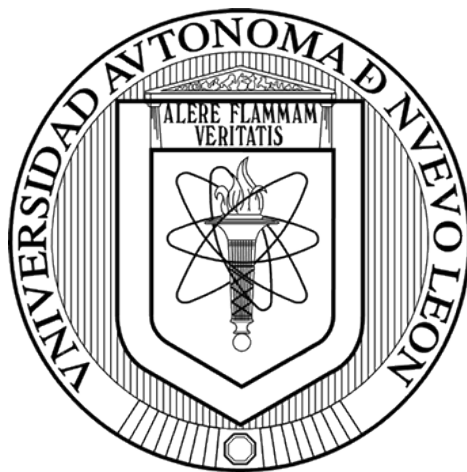


UNIVERSIDAD AUTONOMA DE NUEVO LEON

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



TITULO

ESTUDIO GEOBIOLOGICO DE LA FORMACION LA VIRGEN Y SUS
FACIES TRANSICIONALES EN LOS POTREROS DE MENCHACA Y LA
VIRGEN, COAHUILA

POR

ALEJANDRA GUADALUPE GUTIERREZ ALEJANDRO

Como requisito parcial para obtener el Grado de
DOCTORADO EN CIENCIAS CON ORIENTACION EN GEOCIENCIAS

AGOSTO 2018

TITULO

ESTUDIO GEOBIOLOGICO DE LA FORMACION LA VIRGEN Y SUS FACIES
TRANSICIONALES EN LOS POTREROS DE MENCHACA Y
LA VIRGEN, COAHUILA

POR

ALEJANDRA GUADALUPE GUTIERREZ ALEJANDRO

Como requisito parcial para obtener el Grado de

DOCTORADO EN CIENCIAS CON ORIENTACION EN GEOCIENCIAS

Aprobación de Tesis

DRA. ELIZABETH CHACON BACA
DIRECTOR DE TESIS

DR. JOSE MANUEL GRAJALES NISHIMURA
CODIRETOR EXTERNO DE TESIS

DR. RUBEN ALFONSO LOPEZ DONCEL
MIEMBRO DE LA COMISION DE TESIS

DR. SOSTENES MENDEZ DELGADO
MIEMBRO DE LA COMISION DE TESIS

DR. ROSBEL CHAPA GUERRERO
MIEMBRO DE LA COMISION DE TESIS

ESTUDIO GEOBIOLOGICO DE LA FORMACION LA VIRGEN Y SUS FACIES
TRANSICIONALES EN LOS POTREROS DE MENCHACA Y
LA VIRGEN, COAHUILA

Este trabajo fue realizado en la Facultad de Ciencias de la Tierra, en el Departamento de Posgrado, bajo la dirección de la Dra. Elizabeth Chacón Baca y en el Instituto de Geología, en el Seminario Universitario sobre Investigación en Hidrocarburos de la UNAM, con la supervisión del Dr. José Manuel Grajales Nishimura, así como también en el Laboratorio de Petrografía de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí bajo la supervisión del Dr. Rubén Alonso López Doncel.

Dra. Elizabeth Chacon Baca

Dr. José Manuel Grajales Nishimura

Dr. Rubén Alfonso López Doncel

Dedicatoria

A mi esposo Paz Martinez, quien literalmente ha sido mi paz y mi ayuda idónea gracias por todo mi amor, y a mi niña Betsaida por ser quien Dios me dio para poder seguir adelante gracias por tus sonrisas.

A mis padres por su apoyo en todos esos momentos difíciles y buenos ratos.

Agradecimientos

A la UANL y en especial a la Facultad de Ciencias de la Tierra, al Dr. Sostenes Mendez Delgado director de esta institución por todo su apoyo hacia todos los alumnos del posgrado y a una servidora.

A el CONACyT por su apoyo durante estos tres años del doctorado pues sin su valioso apoyo no hubiera sido posible esta etapa de mi vida profesional

A mi directora de tesis la Dra. Elizabeth Chacón Baca por su gran apoyo y dedicación para culminar este proyecto, gracias por sus enseñanzas que son innumerables, por su valioso tiempo e inigualable dedicación.

A al comité de esta tesis conformado por el Dr. Rubén Alfonso López Doncel por su ayuda y consejos, el Dr. José Manuel Grajales Nishimura por su gran ayuda en este trabajo, Dr. Rosbel Chapa Guerrero, por sus observaciones y revisiones que fueron de gran ayuda.

A la Dra. Carmen Rosales por todas sus aportaciones y correcciones, gracias.

RESUMEN

La Formación La Virgen es una unidad estratigráfica bien expuesta que se compone de carbonatos y evaporitas alternadas del Cretácico Inferior a la que tradicionalmente se le ha asignado un ambiente de depósito en un ambiente de laguna de circulación restringida dentro de una zona de cuenca intracontinental. Aun cuando ésta formación fue identificada y descrita hace más de 50 años por estudios pioneros en el noreste de México, y del hecho de que es una formación bien expuesta que aflora en varias localidades de Coahuila y Chihuahua, lo cierto es que la Formación La Virgen ha sido escasamente abordada bajo una perspectiva biosedimentológica. El objetivo de este trabajo fue investigar los principales factores geológicos y biológicos para inferir las condiciones que prevalecieron durante el depósito de la Formación La Virgen. Se realizó un estudio sistemático de las facies y microfases de La Virgen, especialmente en sus contactos formacionales inferior y superior. Para cumplir este objetivo se eligieron dos localidades bien expuestas en la región central de Coahuila: (1) Potrero de Menchaca registra la transición siliciclástica-carbonatada La Mula-La Virgen, y (2) Potrero La Virgen, una localidad que expone de manera concordante el contacto superior La Virgen-Cupido. Entre los principales resultados de este trabajo se incluye la identificación de tapetes microbianos litificados estratiformes y pseudocolumnares, la caracterización microfacial y su correlaciones con las Zonas de Facies carbonatadas correspondientes a un ambiente de laguna restringida, a ambientes marginales de bahía y especialmente a ambientes de perimarea. Entre los hallazgos relevantes derivados de este estudio destacan el primer reporte de la composición geoquímica de las lutitas verdes de La Mula en su contacto inferior con la Virgen, y el primer reporte de dos especies pertenecientes a foraminíferos bentónicos reportados por primera vez para la Formación La Virgen (*Choffatella decipiens* y *Charentia* sp.), así como el primer reporte del alga calcárea *Thaumatoporella parvovesiculifera*, que juntos forman el ensamble fosilífero que caracteriza facies lagunares de energía baja en Potrero de Menchaca y son reportadas por primera vez para la Formación La Virgen. Esta microbiota bentónica muestra una estrecha correlación con otros ensambles microfósilíferos de edad Barremiana que caracterizan la provincia del Tethys de otras localidades del mundo. La caracterización microfacial y los datos de campo sugieren que aunque esten cercanas geográficamente, ambas localidades se depositaron bajo condiciones ambientales diferentes

y altamente variables: Potrero de Menchaca fue depositada probablemente en un subambiente de laguna restringida, y bajo condiciones ambientales de baja energía. En contraste, Potrero de la Virgen probablemente fue depositada bajo condiciones ambientales de mayor energía, dentro de un ambiente de tidal flats intra y supramareal, con fluctuaciones eustáticas muy dinámicas. ~~Aun~~ cuando ambas están muy cerca geográficamente, Potrero de la Virgen estuvo más sujeta a un control tectónico y paleogeográfico (por el bloque de Coahuila, la Isla de la Mula y la Isla Monclova) que Potrero de Menchaca, que estaba más cercano al margen arrecifal en desarrollo de Cupido.

ABSTRACT

The Virgen Formation is a well-exposed stratigraphical unit composed of alternating limestones and evaporites from the Lower Cretaceous that traditionally has been ascribed to a restricted lagoonal environment within an intracontinental basin. Even when this formation was identified and described more than 50 years ago in pioneer geological studies in northeastern Mexico, and the fact that it is a well-exposed sedimentary unit outcropping in several localities in Coahuila and Chihuahua, the Virgen Formation has remained scarcely studied, especially under a biosedimentological perspective. The aim of this work was to investigate the main geological and biological factors prevailing at the time of La Virgen Formation deposition in order to infer the depositional conditions. We conducted a systematic study of the main facies and microfacies of La Virgen Formation, especially its lower and upper formational contacts. Two well-exposed localities that outcrop in central Coahuila were chosen: (1) Potrero de Menchaca records the siliclastic-carbonate La Mula-La Virgen transition, and (2) Potrero La Virgen, a locality that exposes the concordant upper contact between La Virgen and Cupido. The main findings of this work include the identification of lithified stratiform and pseudocolumnar microbial mats, the microfacial characterization and its correlation with the Facies Zones corresponding to a restricted lagoon, a platform margin shoal and a peritidal area. Among the relevant findings derived from this study stand out the first report of the geochemical composition of the siliclastic green shales from La Mula at La Virgen lower limit, and the first report of the two benthic

foraminifera reported for the first time in La Virgen Formation (*Choffatella decipiens* and *Charentia* sp.) as well as the first report of the calcareous algae *Thaumatoporella parvoversicura*. These findings correlate well with well-known benthic microbiota from other Tethys provinces reported in other Barremian strata worldwide. The resulting depositional model after the microfacial characterization, suggest that La Virgen Formation was deposited under variable environmental conditions that includes a restricted lagoon within a low energy environment in Potrero de Menchaca, and under intertidal-supratidal tidal flats and sabkhas in Potrero de La Virgen under a higher energy regime and under more dynamic fluctuating conditions. This analysis also indicates that Potrero de Menchaca was probably deposited under a calm shallow-water leeward lagoon with restricted circulation. In contrast, Potrero de la Virgen was probably deposited under a higher energy environment with more fluctuating conditions that included the formation of transitional epicontinental seas as transgressive events. Paleogeography probably was the most dominant geologic factor that determined salinity and environmental energy that in turn, enhanced or limited the proliferation of benthic microbiota and macrobiota. Even when these two localities are in close proximity from each other, Potrero de la Virgen was more subjected to tectonic and paleogeographic control by the Coahuila block and La Mula island than Potrero de Menchaca, in proximity to the reef margin under development from Cupido.

INDICE GENERAL

CAPÍTULO 1. GENERALIDADES	
1.1 Introducción	1
1.2 Justificación	2
1.3 Hipótesis	3
1.4 Objetivo	4
1.5 Metodología	5
1.5 Antecedentes teóricos	5
1.5.1 Evaporitas	6
1.5.2 Carbonatos	12
1.5.3 Microfacies	15
1.5.4 Plataformas Carbonatadas y Ambientes de Depósito	19
CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA REGIONAL	
2.1 Cuencas Mesozoicas del Noreste de México	26
2.2 El cretácico en el noreste mexicano	30
2.3 La Formación La Virgen	37
2.4 Marco Geológico del área de estudio	41
CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA	
3.1 Trabajo de Campo	46
3.1.1. Localización del área de estudio	46
3.2 Análisis de Laboratorio	48
3.2.1 Petrografía	48
3.2.2 Análisis Geoquímico	49
CAPÍTULO 4. RESULTADOS	
4.1 Localidad de Potrero de Menchaca	52
4.1.1 Litología	52
4.1.2 Sección Geológica	54
4.1.3 Perfil litológico	55
4.1.4 Macrofacies	56
4.1.5 Microfacies	60
4.1.6 Análisis geoquímico de lutitas de La Mula	70
4.2 La Localidad de Potrero de la Virgen	75
4.2.1 Sección Geológica de Potrero de la Virgen	76
4.2.2 Perfil Estratigráfico	77
4.2.3 Litofacies	78
4.2.4 Macrofacies	80
4.2.5 Microfacies del Potrero de La Virgen	89
4.3 Modelo de Depósito	100
CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN	101
CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES	109
CAPÍTULO 7. RECOMENDACIONES	111
BIBLIOGRAFÍA	112

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Pagina
Fig. 1. Experimento de Usiglio sobre la secuencia de precipitación de evaporitas (Tomada de Spalletti, 2006).	8
Fig. 2. Fisiografía simplificada de un Sistema Deposicional de Sabkha y una rampa árida perimareal (Tomado de Nichols, 2009)	10
Fig. 3. Ambientes de depósito de evaporitas en el contexto temporal y procesos sedimentarios asociados (Tomado de Warren, 2010).	11
Fig. 4. Transformaciones de minerales evaporíticos (Tomado de Warren, 2006).	12
Fig. 5. Clasificación de calizas basadas en su composición, según Folk (1962), y modificada por Tucker (1981).	17
Fig. 6. Clasificación de carbonatos basada en la textura deposicional según Dunham (1962).	18
Fig. 7. Paleogeografía de la porción centro-oriental de México para el Albiano- Cenomaniano, mostrando las principales cuencas y plataformas del Cretácico medio y localización del área de estudio	20
Fig. 8. Diferencia entre una rampa y una plataforma orlada (rimmed platform) (Wilson, 1975)	22
Fig. 9. Plataforma tipo laguna con margen de acreción (Read, 1985)	23
Fig. 10. Plataforma de rampa con margen de bypass (Read, 1985)	24
Fig. 11. Plataforma-laguna con margen erosional en color rojo (Read, 1985)	24
Fig. 12. Plataforma de rampa con margen erosional (Red, 1985)	25
Fig. 13. Configuración estructural y rasgos tectónicos del estado de	

Coahuila y áreas adyacentes (Tomado de Chávez-Cabello et al., 2005)	27
Fig. 14. Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas durante el Hauteriviano (Tomada de Eguiluz de Antuñaño, 2001)	32
Fig. 15. Columna estratigráfica del Mesozoico en el noreste de México (Tomada de Eguiluz de Antuñaño, 2001)	33
Fig. 16. Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas durante el Campaniano-Maastrichtiano-Paleógeno y sus facies	37
Fig. 17. Estilos estructurales de la Cuenca de Sabinas (Eguiluz de Antuñaño, 2007)	39
Fig. 18. Columna estratigráfica de la Cuenca de Sabinas (González-Sánchez et al., 2007)	41
Fig. 19. Afloramiento de La Formación La Virgen en Potrero de Menchaca, Coahuila	42
Fig. 20. Localización de áreas bajo estudio (Potrero de Menchaca y Potrero de La Virgen y elementos geológicos–estructurales.	47
Fig. 21. Microscopio Ziess con cámara integrada	49
Fig. 22. Difractómetro Panalytical Empyrean en la UNAM del Laboratorio de Difracción y Fluorescencia de Rayos-X del Instituto de Geología, UNAM	50
Fig. 23. Depósitos siliciclásticos típicos de la Formación La Mula con lutitas verdes y rojas intercaladas con calizas, yesos y areniscas en Potrero de Menchaca	53
Fig. 24. Mapa geológico resumido de Potrero de Menchaca, Coahuila, que muestra la ubicación del perfil en estudio (Gutierrez-Alejandro et al., 2017)	54
Fig. 25. Perfil litológico de la sección medida entre la Formación La Mula y la Formación La Virgen (Gutierrez-Alejandro et al., 2017)	55
Fig. 26. Sucesión sedimentaria entre la Formación La Mula y la Formación La Virgen	56
Fig. 27. Depósitos representativos de la Formación La Virgen	57

Fig. 28. Depósitos carbonato-evaporíticos típicos de la transición La Mula-La Virgen en Potrero de Menchaca	58
Fig. 29. Macrofacies en las calizas de la Formación La Virgen	59
Fig. 30. Fotomicrografía (nicos cruzados) de la textura de una arenisca (Muestra VV1)	60
Fig. 31. Fotomicrografía (nicos cruzados) de la textura de areniscas (Muestra VV2)	62
Fig. 32. Fotomicrografías (nicos cruzados) de la muestra VV2	64
Fig. 33. Conjuntos de Microfósiles de la Formación La Virgen	66
Fig. 34. Microfacies de la Formación La Virgen	67
Fig. 35. Análisis geoquímico de lutitas verdes en la Formación La Mula	71
Fig. 36. Comparación del contenido relativo de Elementos Mayores y Menores en las lutitas verdes de la Formación La Mula	73
Fig. 37. Afloramiento en la localidad de Potrero de La Virgen en Cuatro Ciénegas	75
Fig. 38. Mapa geológico resumido de Potrero de La Virgen	76
Fig. 38. Perfil estratigráfico del contacto entre La Virgen y Cupido	72
Fig. 39. Perfil estratigráfico del contacto entre las Formaciones La Virgen y Cupido	77
Fig. 40. Calizas dolomitizadas de la parte intermedia de la Formación La Virgen en el afloramiento de Potrero de La Virgen	78
Fig. 41. Diversas litologías expuestas en La Formación La Virgen en Potrero de La Virgen, Cuatro Ciénegas	79
Fig. 42. Evaporitas y carbonatos de la Formación La Virgen expuesta en Potrero de La Virgen	81
Fig. 43. Facies de la Formación La Virgen expuesta en Potrero de La Virgen, Cuatro Ciénegas	82
Fig. 44. Evaporitas características en Potrero de La Virgen	83

Fig. 45. Variabilidad de facies en Potrero de la Virgen	84
Fig. 46. Morfología de los tapetes microbianos de la localidad de Potrero de la Virgen	85
Fig. 47. Bancos de rudistas en la parte basal de la Formación Cupido (Muestra C1)	86
Fig. 48. Evaporitas y carbonatos expuestos en Potrero de La Virgen	87
Fig. 49. Facies evaporíticas en Potrero de La Virgen	88
Fig. 50. Microfacies Microfacies características de las muestras V18 y V24	90
Fig. 51. Microfacies de los Tapetes Microbianos de las muestras V20 y V30	91
Fig. 52. Microfacies representativas en la Muestra V33	92
Fig. 53. Microfacies cristalinas de las muestras V27 (A, B y C) y V24 (D, E y F)	93
Fig. 54. Microfacies representativas (Muestras V27; V30)	95
Fig. 55. Microfacies representativas de las muestras C3 y C4	96
Fig. 56. Microfacies de las calizas de la parte superior del perfil sedimentario (muestras C5 y C6)	98
Fig. 57. Modelo de depositación propuesto para los Potreros de Menchaca y de La Virgen según las microfacies dominantes	100

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla I. Abundancias relativas estimadas de elementos mayores de la corteza continental. (Poldevaart 1955; Ronnov y Yaroshevsky 1976)	50
Tabla II. Microfacies dominantes de los perfiles Potrero de Menchaca	69
Tabla III. Microfacies dominantes del perfil de Potrero de La Virgen	99

CAPÍTULO 1.

GENERALIDADES

1.1 Introducción

El Cretácico es un periodo geológico caracterizado por un ascenso continuo del nivel del mar, incluyendo las zonas desérticas que se convirtieron en llanuras inundadas por los famosos "mares epicontinentales" (Humphrey y Díaz, 2003). Algunos cálculos sugieren que hasta un 82% de superficie continental estuvo cubierta por el mar. Bajo estas condiciones ambientales globales, otros ciclos biogeoquímicos también se modificaron como es el nivel de CO₂ y las temperaturas superficiales (Haq, 2014). Se considera que estos cambios probablemente provocaron una actividad volcánica más intensa y una tectónica más activa. Incluso algunos autores afirman que hay suficiente evidencia para afirmar que tanto la extensión del piso oceánico como el magmatismo basáltico contribuyeron a los altos niveles de CO₂ atmosféricos y a la erupción de grandes provincias ígneas en mar y tierra durante este periodo (Kelley *et al.*, 2003).

En el noreste de México, el Cretácico inferior incluyó el desarrollo de la Cuenca de Sabinas representa una paleogeografía que abarca muchas formaciones de gran importancia científica y económica. Entre las secuencias sedimentarias más importantes destaca la Formación La Virgen, caracterizada por estratos variables de evaporitas intercaladas con carbonatos y calizas margosas (Humphrey y Díaz, 2003).

Aunque tradicionalmente a la Formación La Virgen se le ha adjudicado un ambiente de rampa o de laguna restringida, no existía un estudio que documentara las transiciones sedimentarias que se exponen en esta formación. Los estratos sedimentarios de la Formación La Virgen presentan evaporitas alternando con carbonatados a los que se les

adjudica un sub-ambiente de sabkha. Algunos autores han postulado su progradación sobre una laguna de circulación restringida, en un ambiente sedimentario marino transicional de plataforma a laguna protegida de cuenca intracontinental.

Aunque se tiene una buena idea general sobre las cuencas y plataformas más importantes y su distribución espacial en esta región, son muy escasos los estudios detallados sobre facies y microfacies de la Formación La Virgen y sus relaciones paleoestratigráficas.

1.2 Justificación

En Coahuila es común encontrar afloramientos donde existen carbonatos someros alternando con secuencias evaporíticas; una de las secuencias sedimentarias más representativas, pero menos estudiadas son las rocas de la Formación La Virgen, que representan una transición entre una cuenca sedimentaria marina y/o marinas marginal y la costa. Aunque la Formación La Virgen fue descrita por primera vez hace más de 6 décadas (Humphrey y Díaz 1956), realmente son pocos estudios detallados sobre el tipo de ambientes carbonatados que caracterizan estos depósitos o sobre la transición de esta Formación con otras formaciones las unidades estratigráficas subyacentes o que sobreyacen a La Virgen. Ésta falta de información es algo enigmática, dada su importancia económica, la potencia de sus estratos y la ubicuidad de la Formación La Virgen. Tal vez un factor que justifique ésta falta de estudios se deba al peso de su nombre, al ser bautizada como "La Virgen" para aludir precisamente a su aparente carencia de fósiles.

Desde las primeras descripciones de la Formación La Virgen, y hasta la fecha, se sabe de la existencia de calizas de ostras en esta formación, así como de la presencia de

microfósiles (Cantú-Chapa *et al.*, 1985). Humphrey (1956) sugirió que esta formación pudo haberse depositado como una rampa transicional. Sin embargo, estudios más recientes (Eguiluz de Antunaño, 2001, 2011) señalan que existen por lo menos cinco estados deposicionales que caracterizan a esta formación, de las cuales tres son bajo condiciones netamente evaporíticas. En algunas localidades del noreste de México, la Formación La Virgen se interdigita con la Formación Cupido, en algunas otras como son las áreas de estudio en esta tesis, la formación La Virgen subyace a la Formación Cupido.

La secuencia de evaporitas y carbonatos de ambientes lagunares presentes en el noreste de México se han considerado como productos de transgresivos (miembros I, II y III de La Formación La Virgen) por haber sido identificados en secciones sísmicas (*onlap*), traslapan en forma de cuñas los altos paleogeográficos. Este tiempo culmina con la superficie de máxima inundación dentro del tercio superior de La Virgen en un cuerpo de carbonatos lagunares sin evaporitas (Eguiluz, de Antunaño, 2011). El registro discontinuo de la variación lateral de las facies de La Virgen, así como las variaciones en la parte superior donde se ha reconocido el miembro Cupidito constituye un aspecto pendiente por investigar.

1.3 Hipótesis

El presente estudio se enmarca dentro del contexto paleogeográfico de la Cuenca de Sabinas para caracterizar los depósitos de evaporitas y carbonatos de la Formación la Virgen por medio de la documentación de facies y del análisis de microfacies a partir de los perfiles sedimentarios.

Si la posición del nivel del mar controla la distribución de las facies carbonatadas y evaporíticas, entonces las variaciones litológicas observadas en las macro y microfacies son capaces de revelar *per se* los eventos que originaron estas evaporitas a nivel local.

Aun cuando mineralógicamente los carbonatos son rocas muy homogéneas, a nivel de microfacies existe una gran heterogeneidad que caracteriza cada paquete sedimentario. Si hubo eventos eustáticos (transgresión, regresión, inundación), éstos cambios estarán reflejados en las características microfaciales de la Formación La Virgen. Al mismo tiempo, la presencia de vida microbiana de ambientes salinos debe también estar reflejada en las características biosedimentológicas de esta Formación.

1.4 Objetivo

El objetivo de esta tesis es la caracterización de la Formación La Virgen por medio de la reconstrucción de facies a nivel macroscópico y microscópico dentro de su contexto paleogeográfico. Este estudio incluye al mismo tiempo el análisis paleontológico, sedimentológico y bioestratigráfico de las áreas bajo estudio que se integrarán en un modelo sedimentario de depósito.

Cabe mencionar que esta caracterización incluye la transición siliciclástica La Mula-La Virgen y la transición entre las formaciones La Virgen y Cupido. La documentación de las facies y sus características permitirá elaborar un modelo de reconstrucción paleoambiental

1.4 Metodología

1. Documentar las variaciones litológicas donde aflora la base inferior y superior de la Formación La Virgen.
2. Muestreo sistemático para elaborar el perfil vertical de cada una de las localidades donde afloren las Formación La Virgen y Cupido en Coahuila.
3. Elaboración de un mapa de la sección geológica bajo estudio.
4. Realizar un análisis microfacial de cada localidad.
5. Realizar un perfil estratigráfico de cada sección geológica muestreada.
6. Proponer un Modelo para explicar el ambiente de depósito.

1.5 Antecedentes teóricos

La paleogeografía del Cretácico estuvo dominada por el rompimiento de Pangea originando los continentes modernos. Durante el Cretácico Inferior los dos súper continentes, Laurasia y Gondwana, se habían separado por el mar del Tethys en el mediterráneo y con ello, había comenzado la formación del Golfo de México en estas latitudes (Wilson y Ward, 1993). A nivel global esta apertura también originó la formación de plataformas extensas y la formación de grandes arrecifes alrededor de todo el mundo. Los mares epicontinentales del Cretácico Inferior se desarrollan en el noreste de la República Mexicana y el sur de Texas, U.S.A., específicamente durante los periodos Barremiano al Albiano, cuando las plataformas carbonatadas alcanzaron su máxima extensión alrededor de la costa del Golfo de México (Zwanziger, 1978; Wilson y Ward, 1993; Lehmann *et al.*, 1998; Wilson, 1999), con espesores acumulados de aproximadamente 2,000 m (por ejemplo, en las Formaciones Cupido y Aurora). La apertura hacia el oeste del Tethys dentro de la región del Proto-Golfo de México durante

el Cretácico influyó también en el nivel del mar, provocando que la línea costera se recorriera en el Barremiano y el Aptiano Inferior hacia el norte (Chávez-Cabello, 2005). Así surge la Península de Coahuila como una isla, donde posteriormente se desarrolló una plataforma calcárea con frentes arrecifales progradantes hacia el este, donde se depositó la Formación Cupido (Nuñez-Useche *et al.*, 2014). Para el Cretácico Tardío inició la Orogenia Laramide, lo cual propició el despegue de la cubierta sedimentaria y los movimientos verticales de bloques del basamento con mecanismos que deformaron sedimentos mesozoicos (Chávez-Cabello *et al.*, 2005). Como causa principal de esta orogenia se ha establecido un incremento en la actividad magmática y levantamiento en el oeste de México, producto de adición en la base de la corteza en la Sierra Madre Occidental (Chávez- Cabello, 2005).

1.5.1 Evaporitas

Las evaporitas son rocas sedimentarias químicas que se originan bajo condiciones ambientales donde la evaporación excede a la precipitación. En ambientes modernos las evaporitas se acumulan en zonas aisladas o restringidas al acceso del océano y en pequeñas cuencas (Kendall y Harwood, 1996). Las evaporitas marinas son importantes para investigar la química de aguas antiguas en tiempos geológicos, principalmente en el Cretácico. Sin embargo, su reconocimiento en el registro fósil es difícil ya que existen muy pocas secuencias. Muchos depósitos extensos se formaron en el Proterozoico; dentro del Fanerozoico existen, por ejemplo, los depósitos del Golfo de México (como la formación Louann y Campeche), la del Messianico en la cuenca del Mediterráneo y el depósito proterozoico de Zagros en Irán (Alavi, 2004). Un análogo moderno es el Lago Macleod en el oeste de Australia. Se sabe que existe una variación de la química marina a lo largo del Fanerozoico. Durante el Cretácico los mares calcíticos alternaban con los

mares aragoníticos, lo cual determinó en gran parte la biota dominante en las plataformas carbonatadas y por consiguiente en los arrecifes. La variación mineralógica Mg/Ca en el mar favoreció la precipitación de evaporitas ricas en MgSO_4 durante periodos de precipitación de aragonita, mientras que durante los mares calcíticos se favoreció la precipitación de KCl (Hardie, 1996).

Los minerales evaporíticos más comunes son la halita (NaCl), el yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), la anhidrita (CaSO_4) la polihalita $2\text{CaSO}_4 \cdot x\text{MgSO}_4 \cdot x\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, la silvita (KCl) y la carnalita ($\text{KMgCl}_3 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$). El término "sal" se usa para referirse a las formaciones que contienen estos minerales. Pero existen inter-estratificaciones de lutitas, dolomitas y otros estratos no salinos que pueden estar presentes en formaciones salinas. De acuerdo a Borchert y Muir (1964), la evaporación de una columna de agua de mar de 1000 m crearía una columna de 14 m de espesor. Por lo tanto, para acumular 1km de sal se requeriría la evaporación de aproximadamente 71,000 m de agua de mar (Truc, 1980).

Para investigar la cristalización de las sales marinas, uno de los primeros experimentos conocidos los realizó desde 1849 el italiano Usiglio para estudiar la secuencia y la cantidad de las sales que se precipitaban durante la evaporación de 5 litros de agua tomada desde un metro de profundidad en la costa del Mediterráneo, cerca de Cette, Italia (Spalletti *et al.*, 2006). Este experimento tan citado demostró que la secuencia de precipitación empezaba con el CaCO_3 , seguida del sulfato $\text{SO}_4^{=}$, y posteriormente ocurría la precipitación de NaCl , y después la acumulación de sustancias más solubles en la alícuota (Fig. 1).

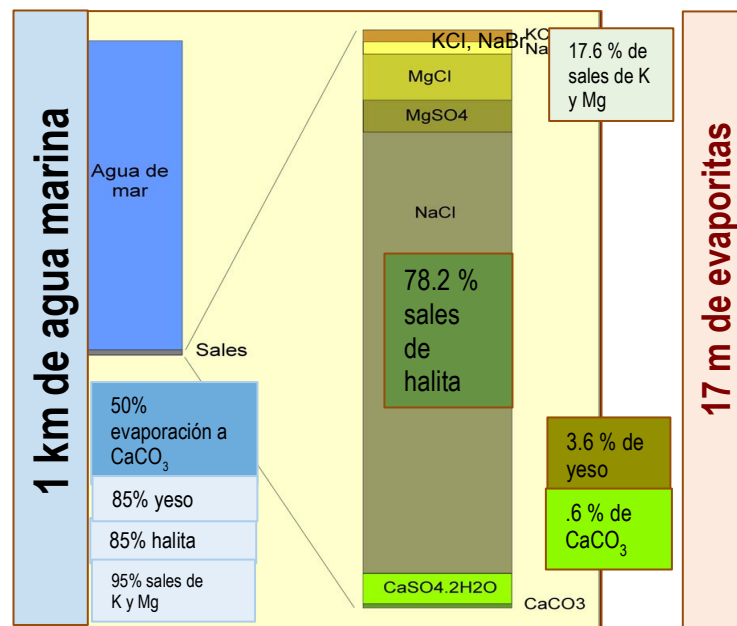


Fig. 1. Experimento de Usiglio que ilustra la evaporación de las sales marinas en una secuencia determinada (Tomada de Spalletti *et al.*, 2006).

Entre las varias observaciones de este famoso experimento destacan el hecho de que esta secuencia se puede dar en condiciones naturales. Se puede deducir que, al menos algunas evaporitas, tienden a desarrollar acumulaciones cíclicas. La evaporación normal de una columna de agua de mar de unos 300 m de agua de mar puede producir depósitos evaporíticos con una potencia poco mayor a 4 m. Por lo tanto, la formación de importantes espesores de sales requiere la existencia de condiciones geológicas especiales, mucho más complejas que la simple evaporación de una masa de agua de mar, y que perduren por largos períodos de tiempo (Logan, 1987). Además, lo común es que las proporciones de sales acumuladas sean diferentes (mayor cantidad de yeso-anhidrita). Este exceso refleja la existencia de un ciclo evaporítico incompleto por reflujo de las aguas cargadas con sales más solubles (Spalletti *et al.*, 2006).

En general, los sulfatos de calcio pueden ser precipitados principalmente a partir de yeso; debido a la rápida deshidratación, al enterrarse se transforman en anhidrita. Cuando la anhidrita es nuevamente hidratada a yeso después de su levantamiento y exposición a aguas superficiales de baja salinidad existe un acompañamiento en su volumen (Boggs, 2006).

Las características primarias de las evaporitas incluyen texturas cristalinas y de estratificación que se pueden distinguir en campo. Las facies evaporíticas incluyen las acumulaciones de superficies de nucleación de cristales, precipitados del fondo en forma de costras, acumulaciones clásticas de granos evaporíticos, turbiditas, eolianitas y precipitados diagenéticos que remplazan o desplazan al sedimento huésped (Kendall y Harwood, 1996). Dentro de un registro sedimentario lo que las evaporitas indican son los bajos niveles de lluvia en comparación con la tasa de evaporación. La variación climática estacional extrema en temperatura y precipitación es un factor importante para encontrar la co-ocurrencia de carbonato de calcio y óxido hierro (Wilson, 1975).

Las evaporitas de aguas someras pueden formarse subacuáticamente dentro de lagos salinos alimentados por aguas marinas y someras. Los componentes incluyen carbonatos evaporíticos laminados y no fosilíferos, costras de yeso, yeso clástico con estratificación cruzada, laminación cruzada, ripples y costras de halita (Tucker, 2003). En cambio, las evaporitas de aguas profundas generalmente tienen sulfatos laminares (yeso o anhidrita), con micrita y a veces material orgánico, con laminaciones milimétricas que tienen gran continuidad lateral y hay evidencias de depósitos de slumps y corrientes de turbidez y flujos de gravedad. En las zonas de supramareas, y a veces adyacentes a cuerpos perennes o efimeros, hay depósitos conocidos como sabkhas (Fig. 2). Actualmente hay ambientes

modernos que se han estudiado para comprender este tipo de depósitos (sabkhas costeros); entre ellos destacan los sabkhas del Golfo Pérsico, en el Golfo del Canal de Suez, en el Mar Rojo en Norte de África y en México. Estos ambientes pueden estar presentes tanto en ambientes de costas protegidas como progradantes, en depresiones existentes entre dunas y playas, adyacentes a salinas o lagos salinos y arriba de salinas llenas de evaporitas o *salt pans*.

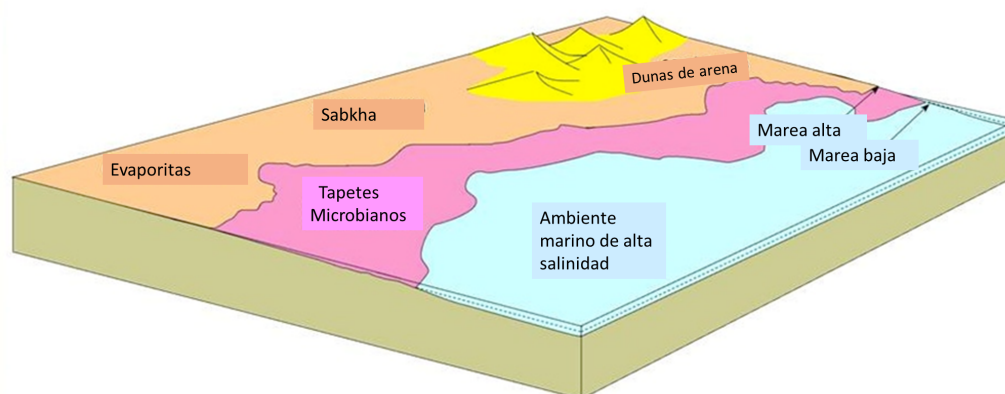


Fig. 2. Fisiografía simplificada de un Sistema Deposicional de Sabkha y una rampa árida perimareal que consiste de tapetes microbianos y yeso displacivo (yeso lenticular que empuja la matriz sedimentaria al crecer). (Imagen tomada de Nichols, 2009).

Las evaporitas incluyen un amplio rango de precipitados químicos formados en la superficie terrestre o en ambientes cerca de la superficie a partir de salmueras concentradas por evaporación solar en cuencas restringidas. Los ejemplos mejor conocidos de depósitos evaporíticos son los marinos-marginales como el sabkha (Warren y Kendall, 1985) y los ambientes someros hipersalinos (Orti *et al.*, 1998; Rosell *et al.*, 1998). A partir de los depósitos de ambientes profundos se infiere mucha información de edad Cenozoica y un poco más antiguos, pero siguen faltando análogos modernos de evaporitas fósiles (Schreiber y Tabbakh, 2000).

Por otra parte, mucho más complejas y diversas que las evaporitas marinas son la evaporitas no marinas aunque morfológicamente sean similares (Boggs, 2006). La

realidad es que para las evaporitas hay pocos especialistas porque son sistemas muy complejos para los que no hay análogos recientes. Los sabkhas marino marginales de regiones áridas o estuarios se acumulan como parte de sus estratos superiores en crecimiento, a lo largo de un margen de costa regresivo; aunque algunos pueden acumularse sobre las capas superiores de secuencias progradantes (Wilson, 1990). Los más estudiados son los del Golfo Árabe en Irán y Kuwait y los Emiratos Árabes. Otras costas que progradan son los sabkhas de Egipto o Túnez cruzando desde 1 m y hasta 1 km a lo largo de la línea de costa (Schreiber y Hsü, 1980).

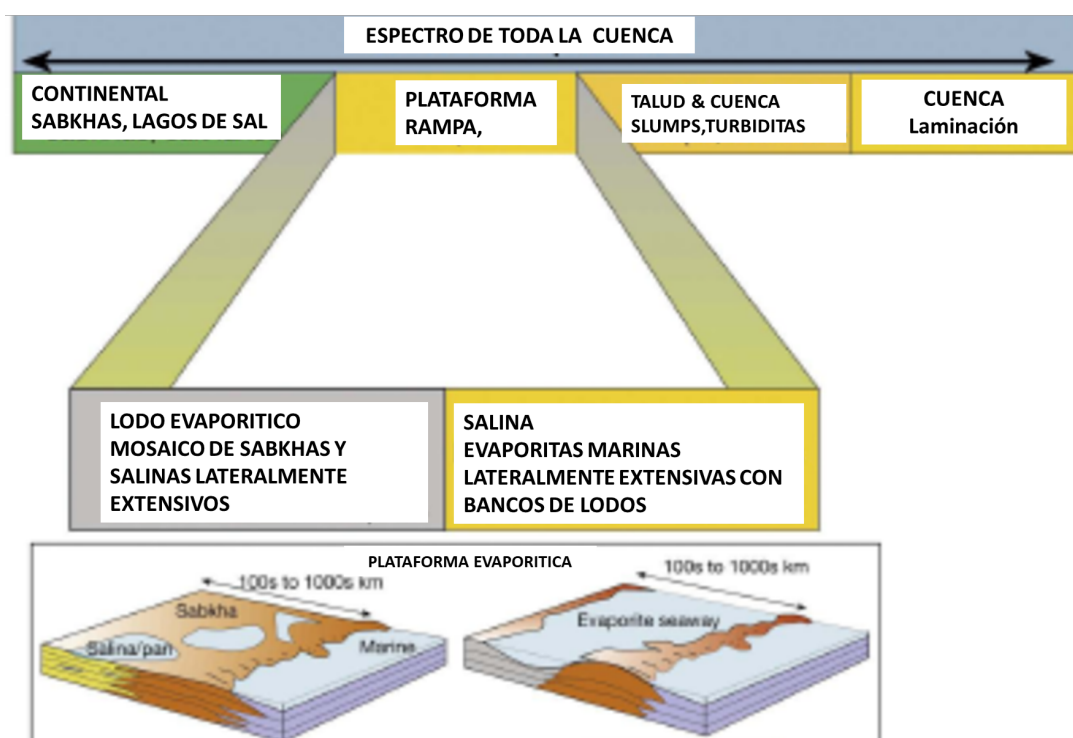


Fig. 3. Ambientes de depósito de evaporitas en el contexto temporal y procesos sedimentarios asociados (Warren, 2010).

La interpretación de evaporitas fósiles es también complicada por la tendencia de las evaporitas, a transformarse en otros minerales, o a disolverse durante la diagénesis y el enterramiento, enmascarando parcial o totalmente sus características sedimentológicas

primarias. Por ejemplo, el yeso primario mencionado anteriormente que se transforma en anhidrita durante la diagénesis (Fig. 4) y ésta se vuelve a transformar en yeso cuando es expuesta nuevamente en la superficie (Warren, 2010).

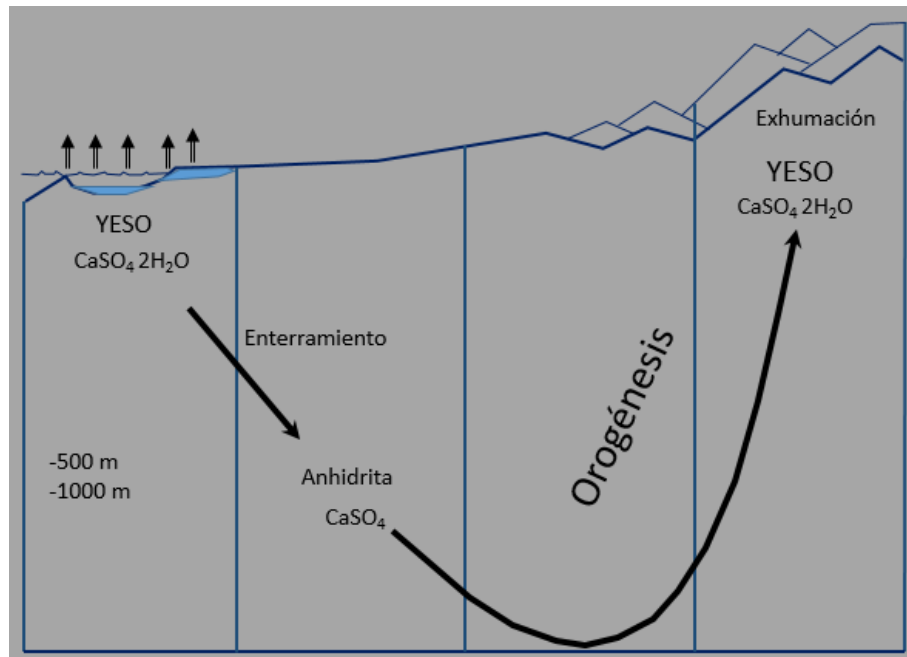


Fig. 4. Transformaciones de minerales evaporíticos (Tomado de Warren, 2006).

1.5.2 Carbonatos

Una roca carbonatada está formada por más del 50% de minerales carbonatados (aragonito, calcita alta en Mg, calcita baja en Mg, dolomita, etc). Su origen puede ser a partir de rocas carbonatadas detríticas (fragmentos procedentes de la erosión de rocas carbonatadas pre-existentes). Genéticamente son similares a un sedimento terrígeno (siliciclástico), pero con los granos de naturaleza carbonatada, o bien como calizas autóctonas (Tucker, 2001). Es decir, como rocas químicas están constituidas por componentes carbonatados originados primariamente por procesos químicos o bioquímicos en un determinado ambiente de sedimentación (continental o marino), y

constituyen la mayor parte de las rocas carbonatadas dentro del registro estratigráfico (Bathurst, 1975; Flügel, 2004).

Entre las rocas sedimentarias los carbonatos (marinos y lacustres) son las rocas más abundantes. Como rocas químicas constituyen aproximadamente un 25% de todas las rocas sedimentarias del registro geológico (Boggs, 2006). A nivel económico también constituyen un grupo importante de rocas en la industria petrolera y agrícola. La mayoría de los carbonatos son rocas sedimentarias depositadas en ambientes marinos de aguas claras y someras y la gran mayoría de ellos son de origen biológico. De hecho, los carbonatos están conformados por organismos marinos, esqueletos, corales, algas y muchos otros elementos biogénicos de carbonato de calcio químicamente activos (Wilson, 1975; Tucker, 2001).

Sus constituyentes pueden incluir aloquímicos o granos carbonatados: cualquier tipo de partícula carbonatada de origen bioquímico o químico, que denota un alto grado de organización y complejidad y que normalmente ha sufrido algún grado de transporte. La micrita puede definirse como lodo calcáreo compuesto por un agregado de cristales finos (menores a 4 μm), y cuya composición varía de aragonita a calcita rica en Mg o calcita pobre en magnesio. La micrita puede ser de origen múltiple, incluyendo procesos de precipitación química, precipitación bioquímica, desintegración biológica, actividad bacteriana, e inclusive origen diagenético (Flügel, 2004).

En los carbonatos lacustres hay un control más biológico que en los carbonatos de ambiente profundo, así como la formación más local de granos y se tiene una

cementación contemporánea (Moore, 1997). Existe un marcado interés en estos carbonatos dado que no sólo pueden proporcionar información muy detallada sobre paleoambientes, sino que también actúan como reservorios para los minerales no metálicos y pueden contener las principales rocas fuentes de hidrocarburos. Los lagos resultan ser sistemas dinámicos, y son particularmente sensibles a cambios sutiles del clima como las fluctuaciones en la precipitación, a diferencia de los ambientes marinos (Bathurst, 1975).

Por consiguiente, los ambientes lacustres son mucho menos estables y como resultado los modelos de facies lacustres son vertical y lateralmente más complejos que los de la mayoría de los depósitos marinos. Los carbonatos lacustres necesitan ser estudiados a una escala mucho más fina de la que es usual en las calizas marinas (Nichols, 2009). En comparación con ambientes marinos, los lagos tienen una biota mucho menos diversa, pero los procesos biológicos y químicos están mucho más íntimamente ligados que en ambientes marinos. Muchos carbonatos precipitados en lagos son biogénicamente inducidos y no hay ningún análogo directo para muchos de estos procesos en los ambientes marinos (Tucker *et al.*, 2003). Además, existen factores hidrológicos físicos, en lagos tales como la estratificación, que de nuevo hace a los sistemas sedimentarios más complejos que la mayoría de los ambientes marinos.

Desde el punto de vista diagenético las rocas de carbonato presentan una característica muy importante, y es su gran versatilidad durante la diagénesis, debido a la alta y rápida inestabilidad de sus componentes con el enterramiento. Dentro de los procesos diagenéticos más comunes se pueden reconocer la micritización, la compactación, la cementación, la disolución, la recristalización, la dolomitización y desdolomitización.

Todos estos procesos diagenéticos alteran a su vez la porosidad y permeabilidad, que son dos características muy apreciadas en los carbonatos. Así, los carbonatos también representan un sistema muy complejo, dado su origen poligenético y las diferentes etapas y procesos en los cuales se altera la porosidad y permeabilidad de los carbonatos, a veces con historias diagenéticas muy complejas (Alonso, 2006).

Por otra parte, a lo largo de la historia geobiológica del planeta, los polimorfos de carbonatos han variado en su concentración. En el océano de hoy, la precipitación de aragonita y de calcita alta en magnesio, es decir de calcita magnesiana (o HMC por sus siglas en inglés, *high magnesian calcite*) es favorecida (Tucker, 1992; Flügel, 2004). En cambio, las calizas más antiguas contienen cantidades más altas de calcita baja en magnesio. Sin embargo, durante el Paleozoico se favoreció la precipitación de calcita y también durante el Cenozoico tardío; pero no así durante el Cretácico; ésta variación también se reflejó en la mineralogía general de los esqueletos de los organismos del Mesozoico (Ries, 2010).

1.5.3 Microfacies

El término de “facies” en geología, y particularmente en estratigrafía y sedimentología, tiene un significado general y hasta ambiguo. En el caso del estudio del registro sedimentario pueden reconocerse diversos enfoques en la definición de facies, término que refiere un conjunto de características litológicas y paleontológicas de una roca sedimentaria, a partir de las cuales se puede deducir su origen (Prothero y Schwarb, 1996). Una interpretación más concreta interpreta el término de facies para referirse a un cuerpo rocoso con características específicas, tales como el color, estratificación,

composición, textura, fósiles y estructuras sedimentarias, agrupando un volumen de materiales, y por lo tanto, con dimensiones (Tucker *et al.*, 2003).

A mediados de los 1950, al descubrir reservorios de hidrocarburos en carbonatos de varias partes del mundo, el análisis de microfacies se convirtió en la mejor herramienta teórica y práctica hasta la fecha. Esta aproximación ha sido respaldada por una intensa investigación en carbonatos recientes (Flügel, 2004; Scholle *et al.*, 2003). Dentro de este contexto, el término de **microfacies** se puede definir como el conjunto de características mineralógicas y paleontológicas que presenta una roca sedimentaria al ser observada al microscopio con un aumento del orden de algunas decenas de veces (Brown, 1943; Cuvillier, 1952). El reconocimiento de una microfacies precisa numerosas observaciones. La primera se refiere a la matriz de la roca y a sus elementos minerales, cualquiera que sea su origen; también se determinan los bioclastos, la frecuencia relativa de constituyentes de la roca, su tamaño y sus relaciones mutuas (Flügel, 2004). Entre 1955 y 1965, un gran número de especialistas abordaron estudios integrales de ambientes carbonatados modernos y fósiles, así como los procesos diagenéticos y sus modelos de facies. La introducción del microscopio electrónico de barrido (SEM) a partir de 1960 abrió la posibilidad de estudiar la petrología de carbonatos fósiles y recientes y sus diversos componentes, entre ellos la micrita (Munnecke y Samtleben, 1996). De este modo, a finales de los 60's y los 70's las microfacies se convirtieron en una parte esencial para el análisis de carbonatos y la literatura respecto a la interpretación de paleoambientes en rocas calizas aumentó en muchas localidades de todo el mundo (Bathurst, 1975; Flügel, 2004). Así, la gran importancia de las calizas y dolomitas como rocas reservorios de hidrocarburos ha

sido respaldada por el uso de secciones delgadas en la subdivisión de plataformas carbonatadas y el análisis de microfacies como herramientas indispensables.

Existen básicamente dos sistemas de clasificación de rocas carbonatadas, cada uno de los cuales hace hincapié en aspectos diferentes: En el esquema de clasificación de R. Folk (1962), se distinguen los aloquímicos, la matriz y el cemento como los tres componentes principales (Fig. 5).

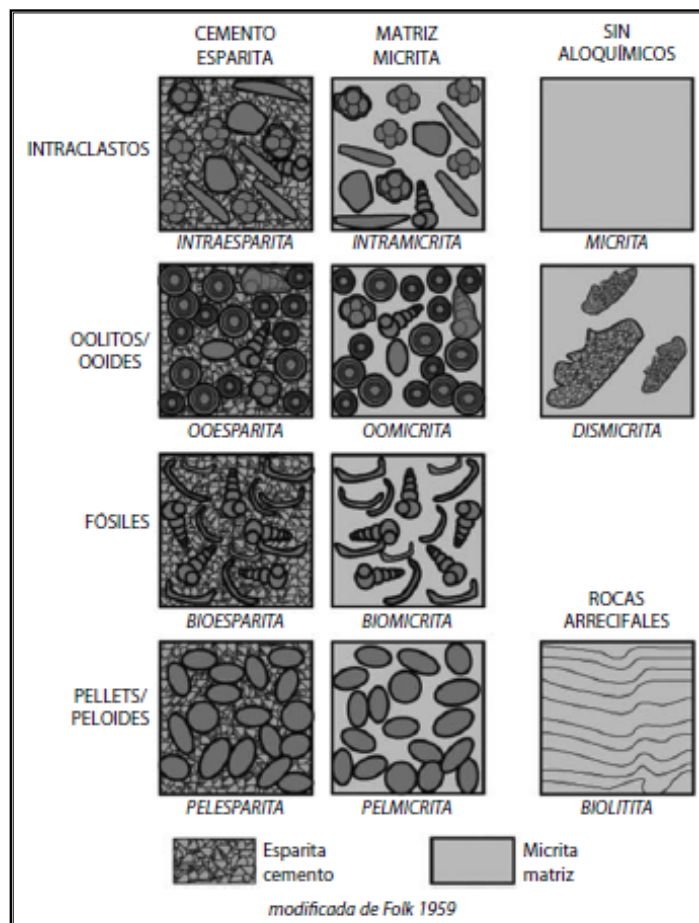


Fig. 5. Clasificación de la microfábrica de carbonatos según Folk (1962) y modificada por Tucker (1981).

Dependiendo de cuál sea el aloquímico dominante utiliza como prefijo una abreviatura (*bio-* para granos esqueléticos, *oo-* ooides, *pel-* peloides e *intra-* intraclastos) que va seguida de los términos micrita o esparita, dependiendo de cuál sea el componente que los liga. Si dominan dos tipos de aloquímicos, estos términos pueden ser combinados (p. ej., biopelesparita u oobioesparita). Otras categorías que distingue Folk incluye la biolitita, referente a una caliza formada “*in situ*” por organismos (p. ej. un estromatolito o una roca arrecifal); y el termino dismicrita, para una micrita con cavidades (generalmente rellenas de esparita, como por ejemplo una caliza con textura “ojo de pájaro” (*birdseyes*) o con porosidad fenestral. Siempre y cuando los rasgos texturales deposicionales sean suficientemente reconocibles en las rocas carbonatadas, se puede inferir mucha información sobre el paleoambiente donde se formaron o sobre su historia diagenética (Flügel, 2004).

Otro esquema propuesto por Dunham (1962) divide las calizas en base a su textura (Fig. 6).



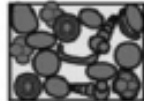
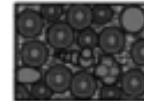
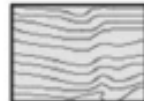
Los componentes originales no estaban unidos en la sedimentación				Los componentes originales estaban unidos en la sedimentación. Crecimiento de material esquelético, laminación contraria a la gravedad, o cavidades con sedimento en el fondo y techo de materiales orgánico que son demasiado grandes para ser intersticios.
Contiene fango carbonático (partículas de tamaño arcilla y limo fino)		Sin fango carbonático		
Fango-soportada		Grano-soportada		
Menos del 10% de granos	Más del 10% de granos			
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone
				

Fig. 6. Clasificación de carbonatos basada en la textura deposicional según Dunham (1962).

Dependiendo de la textura deposicional de la roca se asignan términos descriptivos concretos. Las descripciones son: Grainstone, granos sin matriz; packstone, granos en contacto con matriz; Wackestone, granos flotando en una matriz; Mudstone, micrita con pocos granos; boundstone, caliza de sujeción orgánica (Flügel, 2004).

Las subdivisiones tienen connotaciones en cuanto a indicación de energía en el medio sedimentario. En esta clasificación de Dunham los nombres son colocados dependiendo de la textura deposicional de la roca, tienen connotaciones en cuanto a indicación de energía en el medio sedimentario, por ejemplo: grainstone: sedimentos muy lavados, mudstone: sedimentos propios de aguas no agitadas.

Parte de la interpretación se realiza tomando como referencia modelos actuales de ambientes deposicionales de carbonatos, tanto en medios continentales como marinos (Embry y Klovan, 1971).

1.5.4 Plataformas Carbonatadas de México y Ambientes

Entre los ejemplos clásicos en México de plataformas carbonatadas destacan la Plataforma de Coahuila (Formación Cupido) y la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP), con una extensión de 44,200 km² dentro de la Sierra Madre Oriental (Carrillo Bravo, 1971). En el margen occidental de la PVSLP y el límite de la Cuenca Mesozoico del Centro de México se depositó la unidad litológica de ambiente de talud con facies arrecifales mixtas conocida como la Formación Tamabra (López Doncel, 2003). Para el Cretácico Medio se desarrolló la plataforma El Doctor (López-Ramos, 1983) durante el Albiano-Cenomaniano, con la Formación de su mismo nombre. El control sedimentario y estructural de los bloques paleotectónicos altos en México, fue heredado al Cretácico

Inferior, donde las áreas continentales que existieron, al ser cubiertas por el mar en diferentes tiempos y diferentes condiciones, desarrollaron bancos y plataformas evaporítico-carbonatadas. Debido a la estabilidad tectónica, hubo periodos de subsidencia y enfriamiento cortical, por lo que a lo largo de todo el Golfo de México se depositaron diversas plataformas carbonatadas. La plataforma El Doctor se restringe a un banco de calizas que se distingue por numerosos y abruptos cambios de facies y espesores y presenta su mayor espesor hacia el oeste y suroeste. La caliza El Doctor ha sido dividida en cuatro facies diferentes (Wilson y Ward, 1993), formando fajas orientadas al NW (Gaytan-Rueda, 1975). La probable distribución de las plataformas cretácicas en México se presenta en la Fig. 7.

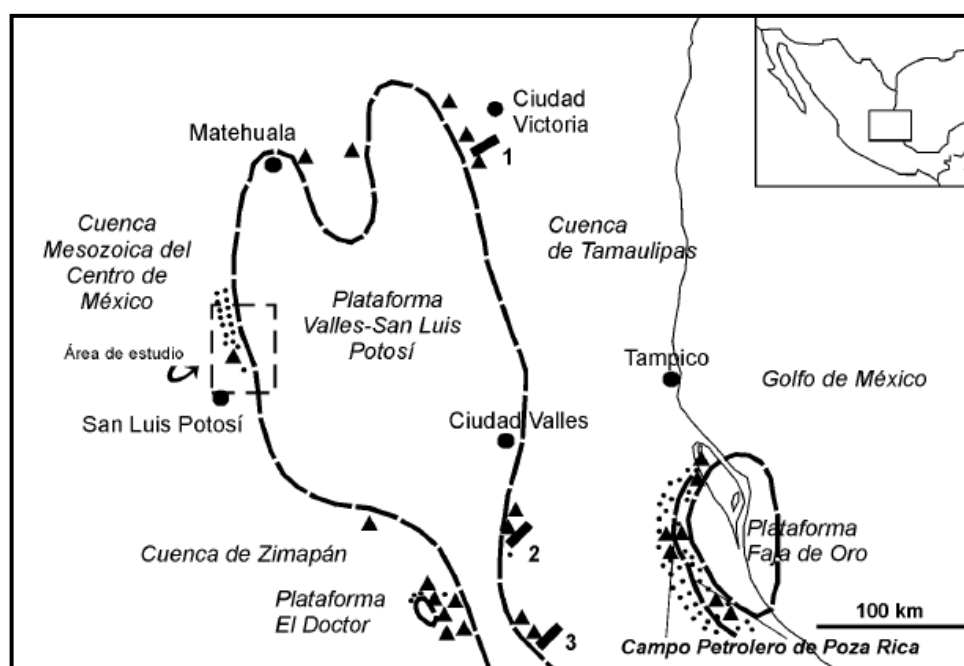


Fig. 7. Paleogeografía de la porción centro-oriental de México para el Albiano-Cenomaniano, mostrando las principales cuencas y plataformas del Cretácico medio y localización del área de estudio. Los rectángulos indican áreas estudiadas por Carrasco. V (1977): (1) Área de Guayalejo, (2) Área de Xilitla; (3) Área de Metzititlan. (Triángulos negros = zonas con brechas calcáreas; áreas punteadas = zonas de horizontes gradados y biodetríticos). (Figura tomada de López-Doncel 2003, a su vez modificada a partir de Carrasco, 1977, y Enos, 1974).

Se considera que la plataforma El Doctor contiene un sólo miembro formal. Esto se debe a que Ward (1974b) reconoció como la única subunidad cartografiable dentro de la plataforma, al Miembro Taninul, un conjunto de calizas masivas con rudistas. En cambio, la plataforma Valle-San Luis Potosí (PVSLP) es un sistema carbonatado cuyos sedimentos corresponden a aguas someras de la PVSL depositados durante el Cretácico medio.

Existen dos facies principales que en conjunto conforman la Formación El Abra (Garfías, 1915; Heim, 1926; Adkins, 1930): 1) Facies de la zona lagunar conocida como miembro “El Abra”, y 2) facies de la zona arrecifal, llamada miembro “Taninul” (Aguayo, 1975, 1978 y 1998). Las litofacies de aguas profundas que rodean la PVSLP se encuentran distribuidas en dos cuencas principales.

En el este y noreste de la plataforma se extendía el paleogolfo de México, también conocido como Cuenca de Tamaulipas, donde se depositó la Formación Tamaulipas Superior; hacia el Oeste se encontraba la Cuenca Mesozoica del Centro de México, donde se depositaron las rocas de la Formación Cuesta del Cura (Barboza et al., 2004).

La morfología de las plataformas carbonatadas es clave para inferir los diversos ambientes y subambientes de depósito.

El esquema clásico de clasificación según su morfología, establece dos grandes grupos de plataformas carbonatadas (Read, 1985): plataformas con margen y rampas (Fig. 8).

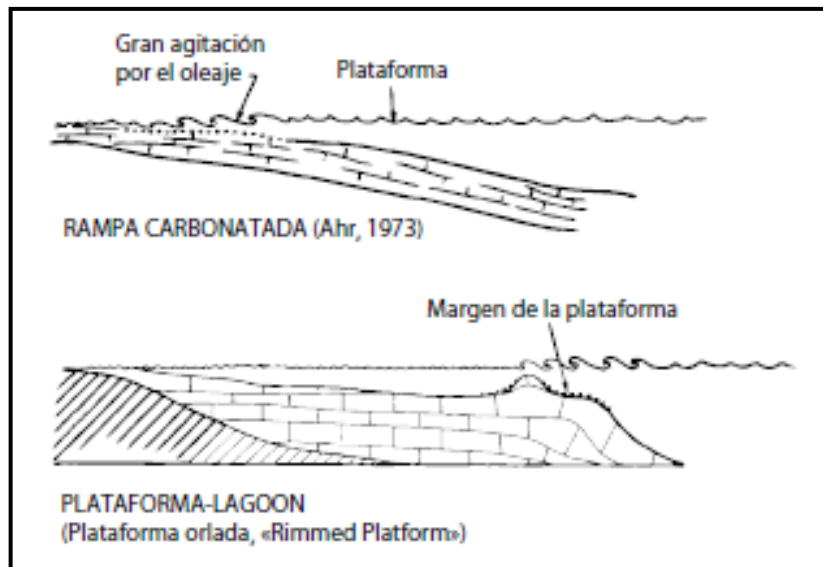


Fig. 8. Diferencia entre una rampa y una plataforma tipo laguna (Wilson, 1975).

En una rampa carbonatada se puede observar, una superficie suavemente inclinada de gradientes del orden de unos metros por kilómetro, que contrastan notablemente con la cuesta empinada de una plataforma tipo laguna (*lagoon*). En una rampa carbonatada, los carbonatos de aguas someras pasan gradualmente en la anteplaya a aguas mas profundas y despues a sedimentos de cuenca (Tucker, 1992).

Las plataforma tipo laguna (*rimmed-platform* o *lagoon-shelf*) es un tipo de plataformas someras cuyo borde externo, que es agitado por el oleaje, está marcado por un pronunciado incremento en su pendiente (desde pocos grados a más de 45^0).

Presentan un cinturón o barrera semi-continua o continua a lo largo del margen de una plataforma (arrecifes, bajíos o islas), la cual protege a la laguna de las corrientes y el oleaje (Fig. 9). La Gran Barrera de arrecifes de Australia es un buen ejemplo actual de este tipo de plataforma (Read, 1985).

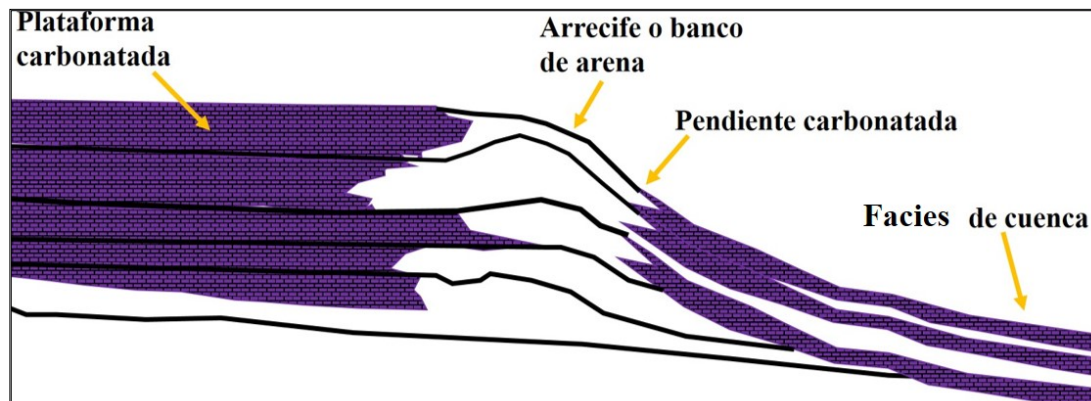


Fig. 9. Plataforma tipo laguna con margen de acreción (Read, 1985).

Por otra parte, las plataformas laguna con margen de acreción o deposicional muestran un notable apilamiento de sedimento hacia arriba (acreción vertical) como del margen hacia afuera (progradación).

Los márgenes acrecionales se forman cuando el nivel del mar es estable o tiene aumentos pequeños y la productividad de carbonatos es alta, en el margen no suelen presentarse escarpes pronunciados y generalmente muestran una relación progradante entre las facies de arrecifes, talud, pie de talud y cuenca, también conocido por sus siglas en inglés como *offlap* (Read, 1985), tal como se ejemplifica en la Fig. 10.

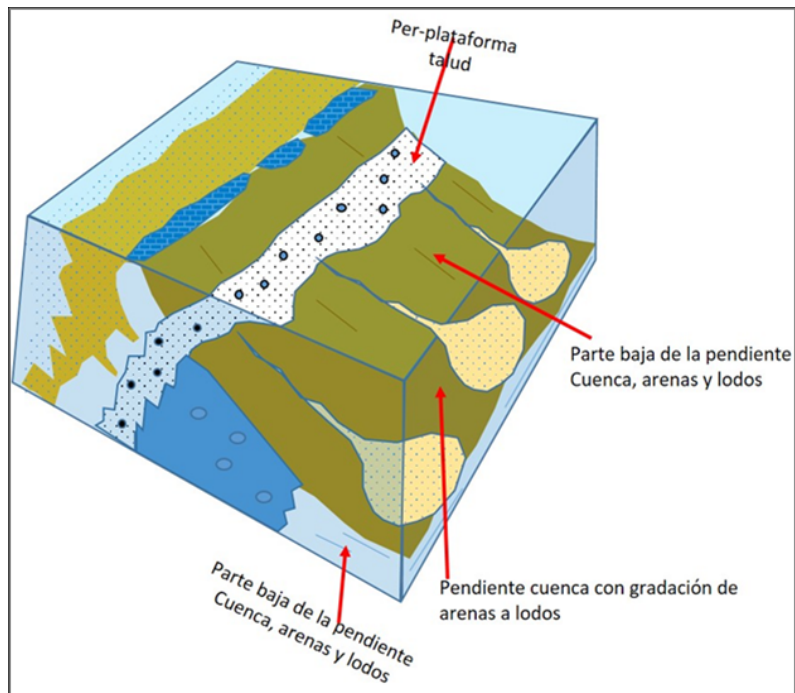


Fig. 10. Plataforma de rampa con margen de bypass (Modificada de Read, 1985).

Las plataformas con margen erosional se caracterizan por la erosión lateral del escarpe, quedando al descubierto por debajo de las facies de borde de la plataforma, facies perimareales cíclicas (Fig. 11).

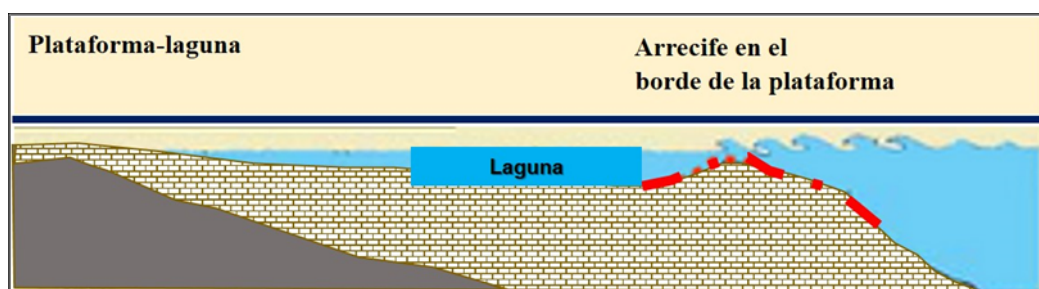


Fig. 11. Plataforma-laguna con margen erosional en color rojo (Read, 1985).

Un tipo estructural muy diferente de plataforma lo constituyen las rampas. El término de rampa fue introducido por Ahr (1973) para diferenciar este tipo de plataformas abiertas de las plataformas clásicas (*shelf*). Posteriormente Ginsburg y James (1974) las denominaron márgenes de plataforma. Son plataformas suavemente inclinadas en las que las facies someras agitadas por el oleaje de la zona costera pasan hacia mar abierto, sin una ruptura marcada de pendiente, hacia depósitos profundos de poca agitación (Pomar, 2001b). Estas plataformas no están protegidas por barreras físicas, por eso las zonas someras costeras están sometidas al influjo de olas, corrientes oceánicas y mareas (Fig. 12). Un ejemplo de este tipo de plataformas se encuentra en la Formación Zuloaga (Burckhardt, 1930; Imlay 1936).

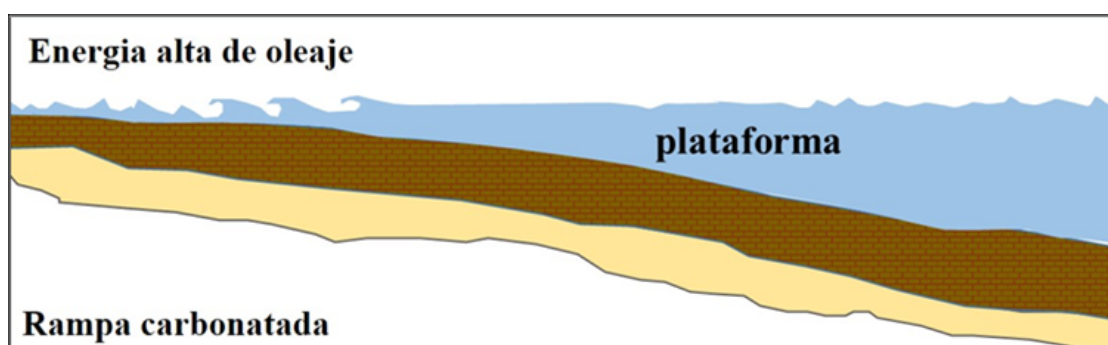


Fig. 12. Plataforma de rampa con margen erosional (Read, 1985).

CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA REGIONAL

2.1 Cuencas Mesozoicas del Noreste de México

El origen del Golfo de México se remonta al rompimiento del supercontinente Pangea durante el Triásico Superior – Jurásico Medio (Padilla y Sánchez, 1986b), con la separación de las placas norteamericana, sudamericana y africana. Ello condicionó la evolución estratigráfica de la región durante el Cretácico, hasta la Orogenia Laramide, entre el Cretácico Superior al Terciario Inferior (Goldhammer, 1999).

La configuración estructural y estratigráfica actualmente reconocible del noreste de México desde el Mesozoico, inicia con el evento orogénico Ouachita-Marathon durante el Permo-Triásico (Goldhammer, 1999) a partir del cual se inicia la apertura del protogolfo de México (Salvador y Green, 1980; Anderson y Schmidt, 1983; Winker y Buffler, 1988; Wilson, 1990). Por tanto la evolución paleogeográfica en esta región inicia con el rompimiento del supercontinente Pangea durante el Triásico Superior – Jurásico Medio (Padilla y Sánchez, 1986b).

El rompimiento y la separación de Pangea propició la formación de pilares y fosas tectónicas que contribuyeron a la distribución de altos y bajos estructurales que a la larga controlaron los patrones sedimentarios de la región (Padilla y Sánchez, 1986b), y que eventualmente controlarían el estilo estructural de la orogenia Laramide (Wilson, 1990).

Durante la etapa de *rifting* los principales elementos tectónicos originados en esta región comprenden cinco altos de basamento: el Bloque de Coahuila, La Península El Burro – Peyotes, el Archipiélago de Tamaulipas, y las Islas de La Mula y Monclova.

Correspondientemente, los bloques bajos de basamento que conformaron la Cuenca de Sabinas. La Isla de Coahuila corresponde a un alto de basamento que está intrusionado por rocas graníticas a granodioríticas de edad Permo-Triásica (Wilson et al., 1984). Hacia el oeste, en el área del Valle de Acatitla – Las Delicias, el Bloque de Coahuila presenta una sucesión volcanoclástica del Pennsilvánico Medio al Pérmico (McKee *et al.*, 1984; Wilson, 1990). Una falla lateral izquierda conocida como Falla San Marcos limita por el norte al Bloque de Coahuila (Fig. 13), activada probablemente durante la etapa de *rifting* del Triásico Tardío al Jurásico Tardío (Charleston, 1981; Chávez-Cabello, 2005; Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

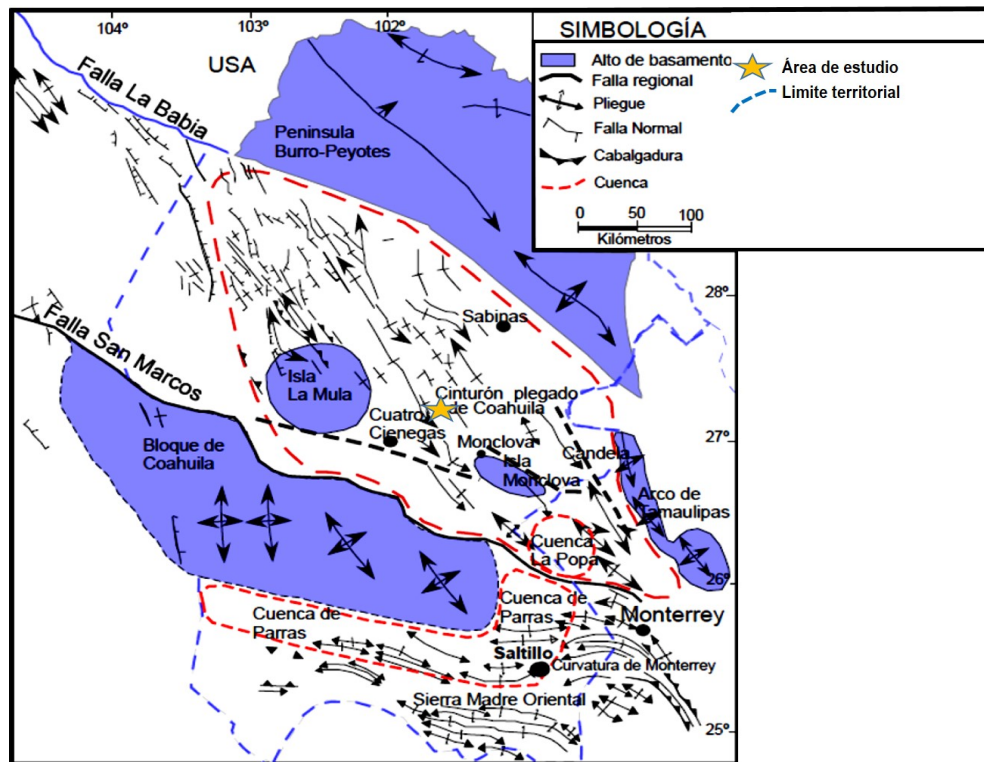


Fig. 13. Configuración estructural y rasgos tectónicos del estado de Coahuila y áreas adyacentes (Tomada de Chávez-Cabello, 2005).

Al sur está delimitado por La Cuenca de Parras. Actualmente, el área ocupada por el Bloque de Coahuila se caracteriza por la presencia de carbonatos de plataforma del

Cretácico ligeramente deformados por la Orogenia Laramide (Imlay, 1936; Charleston, 1981; Johnson, 1989; Johnson *et al.*, 1991).

El Archipiélago o Arco de Tamaulipas se localiza al Este de la Cuenca de Sabinas y presenta una orientación SE-NW. El basamento de este arco está constituido por intrusiones Permo-Triásicas consideradas como los remanentes de un arco de islas del Paleozoico (Goldhammer, 1999).

La Península El Burro – Peyotes constituye un alto de basamento al norte de La Cuenca de Sabinas, en aparente continuidad con el Archipiélago de Tamaulipas (Wilson, 1990), cuyo basamento está formado por rocas metasedimentarias deformadas del Paleozoico Superior. Está delimitada en su parte sureste por la Falla La Babia, una estructura lateral izquierda que estuvo activa durante la etapa de *rifting* continental del Triásico Superior al Jurásico Medio (Charleston, 1981).

Los altos de basamento de La Mula y de Monclova se localizan dentro de la Cuenca de Sabinas, una depresión delimitada por los bloques altos de Coahuila al sur y por la isla El Burro-Peyotes al norte y por el archipiélago de Tamaulipas al este (Jones *et al.*, 1984; Wilson, 1990).

A finales del Jurásico (del Calloviano al Oxfordiano Inferior) en la Cuenca de Sabinas se depositaron conglomerados, evaporitas intercaladas con rocas terrígenas de grano fino y carbonatos. Estos depósitos se han interpretado como secuencias de trasgresión marina con espesores que en conjunto sobrepasan los 2500 m (Eguiluz de Antuñano, 2001). La Formación Minas Viejas se caracteriza por la precipitación de evaporitas principalmente

(anhidritas, yeso y sal) en el centro de la cuenca con un espesor original de 1000 m (Goldhammer, 1999). Sin embargo, hacia el Archipiélago de Tamaulipas, los depósitos incluyen anhidrita y carbonatos que se intercalan hacia la base de La Formación Olvido, y con carbonatos de alta energía hacia su cima, con un espesor de 500 m en total (Eguiluz de Antuñano, 2001).

En las áreas adyacentes a los bloques emergidos de basamento, en cambio, se desarrollaron rocas de facies marinas someras compuestas por areniscas cuarzo-feldespáticas y conglomerados de la Formación La Gloria (Padilla y Sánchez 1986b; Eguiluz de Antuñano, 2001). Esta formación presenta espesores entre 50 y 100 m, y sobrepasa los 600 m en las proximidades de los bloques de basamento. Hacia el centro de la cuenca, la Formación La Gloria cambia transicionalmente hacia arriba a carbonatos de plataforma de La Formación Zuloaga (Oivanki, 1974).

Durante el Oxfordiano la Cuenca de Sabinas actuó primero como un paleogolfo, limitado por tierras altas y posteriormente durante el Tithoniano, quedó comunicada con la Cuenca de Chihuahua y flanqueada por plataformas cretácicas. Para el Oxfordiano Superior, las facies de arenas de playa de La Formación La Gloria continuaron depositándose de forma simultánea a los carbonatos y evaporitas de La Formación Olvido (Padilla y Sánchez 1986b; Goldhammer, 1999). Desde el Kimmeridgiano Inferior al Tithoniano, conforme aumentaba la subsidencia de la cuenca, ambas formaciones fueron cubiertas por lutitas negras de la Formación La Casita, integrada por tres miembros que juntos abarcan un espesor que varía entre 60 y 800 m. El miembro inferior contiene lutitas carbonosas que cambian a facies de arenas costeras hacia los márgenes de la cuenca; el miembro intermedio contiene

areniscas, interestratificadas con carbonatos, cuyo tamaño de grano aumenta hacia las orillas de la formación, y el miembro superior está conformado por lutitas calcáreas negras y limolitas (Eguiluz de Antuñano, 2001).

2.2 El Cretácico en el Noreste Mexicano

Al iniciar el Cretácico (Neocomiano) hubo una reactivación y levantamiento del Bloque de Coahuila, originando así a la Formación Barril Viejo, caracterizada por la acumulación de sedimentos clásticos marinos someros y marginales gruesos, areniscas y lutitas (con espesores de 250 a 350 m). Sobre esta formación descansan varias formaciones: la Formación Padilla (Hauteriviano Medio) formada por calizas y lutitas, la Formación La Mula (Hauteriviano Superior-Barremiano) y la Formación La Virgen (Barremiano Medio-Superior).

Durante el Berriasiano se depositó la Formación hacia el sureste como una secuencia de carbonatos de plataforma marina de alta energía, con espesores que alcanzaron hasta los 300 m (Imlay, 1940). En cambio las facies de plataforma abierta y facies de cuenca, representadas por lutitas y carbonatos interestratificados, cuyos espesores cubren 135 m y 500 m respectivamente se han asignado a la Formación Taraises (Imlay, 1936; Goldhammer, 1999).

En los alrededores del Bloque de Coahuila y la Isla de La Mula, en cambio, se depositaron conglomerados y areniscas en ambientes continentales a transicionales y marinos someros de la Formación San Marcos con espesores de 1000 m, cuya acumulación es sincrónica a la Formación Hosston (Eguiluz de Antuñano, 2000), correspondiente a terrígenos de facies aluviales como areniscas y conglomerados

depositadas en las inmediaciones de la Península El Burro – Peyotes desde el Berriasiano hasta el Barremiano Superior (Eguiluz de Antuñano, 2001; Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

Del Hauteriviano Superior al Barremiano se depositó la Formación Padilla en su facies arrecifales con un espesor promedio de 150 m (Eguiluz de Antuñano, 2001,). Hacia el noreste, la Formación Padilla cambia a carbonatos de facies lagunares con predominio de dolomías. Para este tiempo (Hauteriviano Superior), la Península El Burro – Peyotes había sido cubierta en gran parte por la Formación Hosston en su facies de llanura aluvial. Mientras tanto, durante este mismo intervalo, en el centro de la plataforma Cupido-Sligo, se formó el complejo arrecifal del Sistema Cupido, el cual sobreyace a la Formación Taraises y está compuesto por calizas masivas con nódulos y lentes de pedernal (Imlay, 1937). Esto ayudó a que existieran condiciones ambientales favorables a la precipitación de evaporitas de la Formación la Virgen, ya que restringió la corriente y propició el depósito en la parte lagunar del arrecife. Durante el Berriasiano-Aptiano Inferior hubo una erosión en la Isla de Coahuila que produjo productos altamente clásticos (Eguiluz de Antunaño, 2011).

Al mismo tiempo, la isla de Coahuila aún emergida, se rodeó por el Norte y hacia el este, por una barrera de sedimentos clásticos constituida por lutitas, lutitas arenosas y porciones menores de arenas, de la Formación La Mula (Humphrey-Díaz, 1956, 2003). Los sedimentos clásticos de esta formación cubrieron la Isla de La Mula (Imlay, 1940). La Mula se adelgaza hacia mar abierto al este y sureste de la cuenca (Eguiluz de Antuñano, 2001), y hacia el Bloque de Coahuila grada a areniscas de la Formación Pátula (Fig. 14).

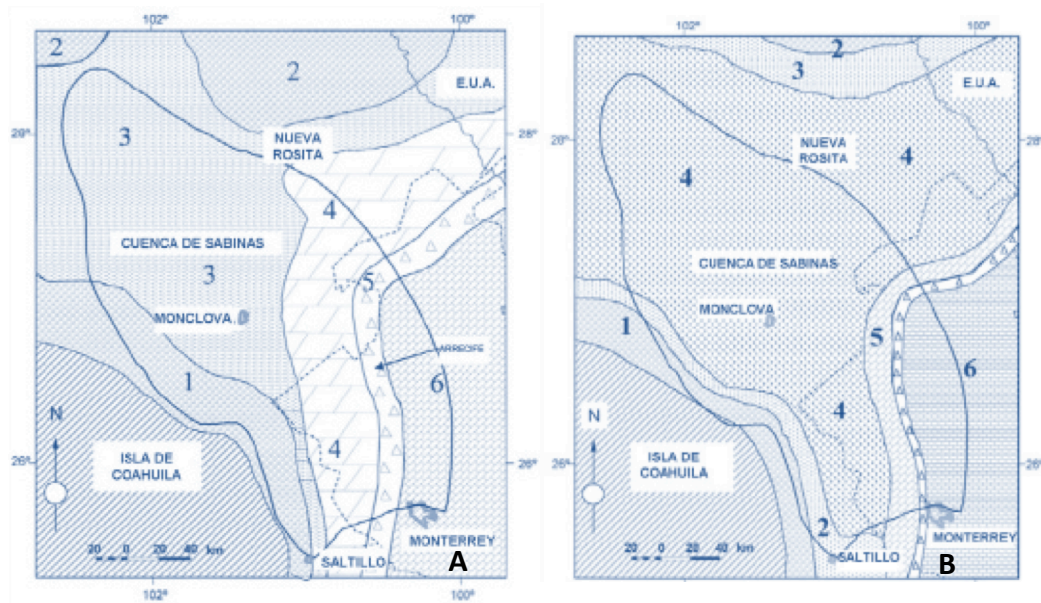


Fig. 14. (A) Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas del Hauteriviano al Barremiano Inferior donde las áreas a rayas indican tierras emergidas; (1) Facies aluviales de la Formación San Marcos. (2) Planicie aluvial de la Formación Hosston. (3) Limos, lutitas y areniscas rojas de la Formación La Mula; (4) Carbonatos lagunares de la Formación Padilla; (5) Facies arrecifales de la Formación Cupido; (6) Carbonatos de plataforma abierta de Tamaulipas Inferior. (B) Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas durante el Barremiano Superior; (1) Facies aluviales de la Formación San Marcos (2) Facies de playa de la Formación San Marcos; (3) Facies de planicie aluvial de la Formación Hosston; (3b) Depósitos de playa de Hosston; (4) Sabkha evaporítico de la Formación La Virgen; (5) Facies del complejo arrecifal y post-arrecifal de la Formación Cupido (Tomada de Juárez-Ortega (2016) citando a su vez a Eguiluz de Antunaño, 2001).

Durante el Barremiano y el Aptiano temprano, un aumento en la velocidad de subsidencia tectónica propició el desarrollo de la enorme plataforma carbonatada, con un ambiente lagunar de aguas someras bordeado por un parches arrecifales que hoy conocemos como la Formación Cupido. El arrecife de la Formación Cupido se depositó desde el Barremiano hasta mediados del Aptiano. Sin embargo, otras fuentes sugieren que la plataforma Cupido se depositó desde el Hauteriviano (Wilson y Pali, 1988).

La Plataforma Cupido alcanzó su máximo desarrollo durante la parte temprana del Aptiano. Este arrecife actuó como barrera física, restringiendo la circulación del agua marina hacia la Cuenca de Sabinas ocasionando la instalación de un ambiente de sabkha

y la formación alternada de carbonatos y evaporitas de la Formación La Virgen, con espesores entre 600 y 800 m (Eguiluz de Antuñano, 2001) (Fig. 15).

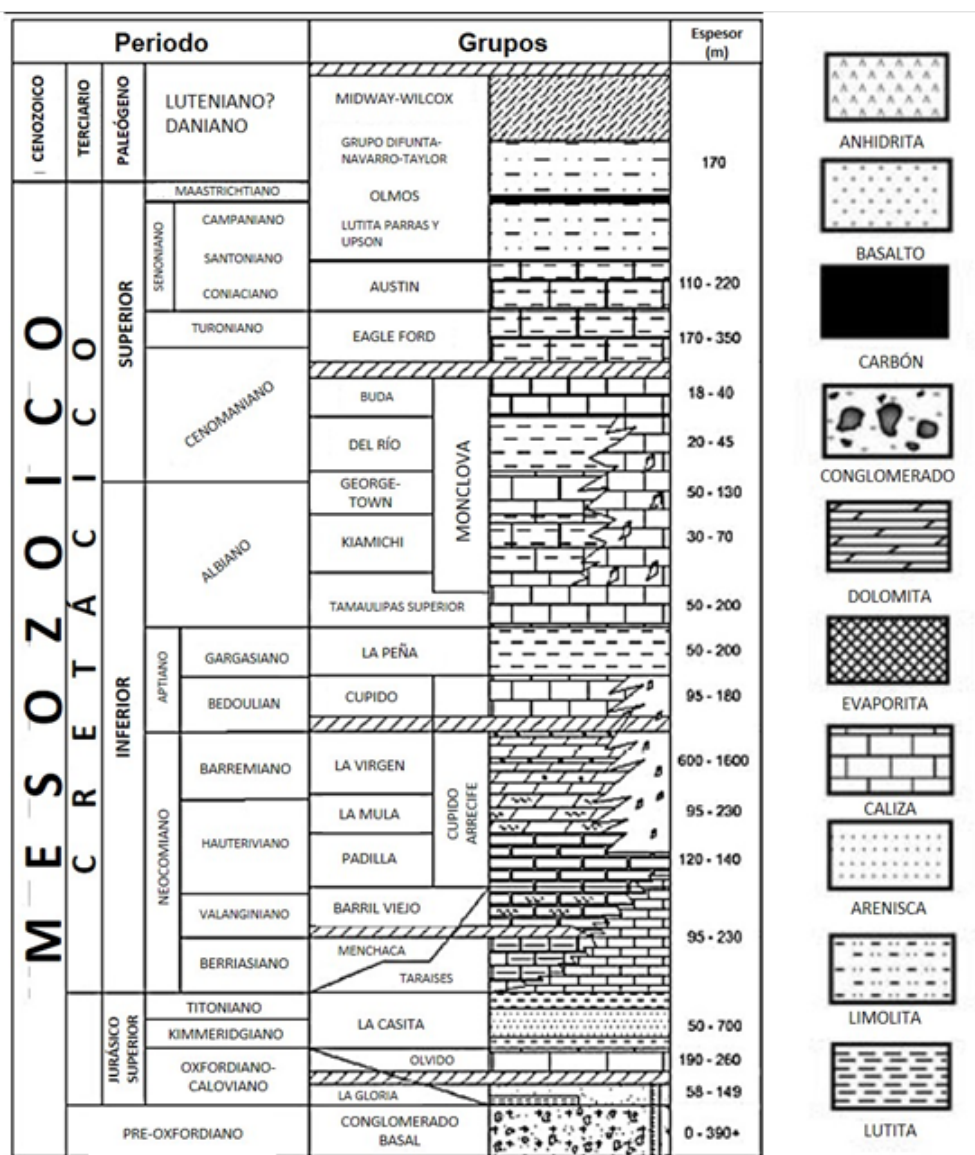


Fig. 15. Columna estratigráfica del Mesozoico en el noreste de México (Eguiluz de Antuñano, 2001).

Durante el Aptiano Medio se inicia la fase de transgresión marina que forzó el retroceso de la plataforma transformando gradualmente el arrecife (Lehmann *et al.*, 2000). Lateralmente, la presencia de limos y mudstones hemipelágicos de ambientes más profundos se encuentran registrados en la Formación Tamaulipas Inferior (Wilson & Ward, 1993). Mientras que en el lado posterior del arrecife se formaron carbonatos de

facies lagunares de alta energía pertenecientes a la Formación Cupidito (Wilson y Piali, 1977), hacia el lado este del arrecife continuó la deposición de la Formación Tamaulipas Inferior. El Bloque de Coahuila, que constituyó el último rasgo en la región que permanecía emergido como isla, fue bordeado por una franja angosta de arenas de playa perteneciente a la Formación San Marcos (Eguiluz de Antuñano, 2001).

A finales del Aptiano temprano, un pulso transgresivo mayor de segundo orden a nivel global inició el ahogamiento de la plataforma Cupido, inundándola con carbonatos arcillosos, lutitas de aguas profundas y sedimentos terrígenos provenientes de las partes emergidas a nivel regional. El bloque de Coahuila fue transgredido, lo que permitió la depositación de carbonatos y yesos. En este tiempo se depositó la Formación La Peña, propiciada por sedimentos clásticos en la Cuenca de Sabinas, producto de levantamientos epirogenéticos en los elementos positivos o a decrementos en el nivel del mar. El desarrollo de este evento transgresivo se encuentra bien documentado tanto a nivel regional en México como a nivel mundial (Nuñez-Useche *et al.*, 2014). El alcance regional de este evento transgresivo propició que inclusive las facies profundas de la Formación Tamaulipas Inferior fueran cubiertas por depósitos terrígenos de la Formación La Peña (Wilson y Ward, 1993). Después de esta gran transgresión marina que cubrió todo el Bloque de Coahuila y todo el noreste de México, tuvo lugar una depositación de carbonatos marinos de agua somera sobre una pendiente que bordeaba el bloque; a este rasgo se le denominó Plataforma de Coahuila del Albiano.

En el Albiano-Cenomaniano la subsidencia del área continuó, y esto creó las condiciones para que en la parte oriental de la cuenca se depositaran capas delgadas y gruesas de mudstone a wackestone con pedernal de la Formación Tamaulipas Superior del Albiano.

Del Albiano Temprano al Cenomaniano Tardío el desarrollo de arrecifes fue restringido y se depositaron las calizas que corresponden a la Formación Aurora. Esta formación se extendió desde la isla de la Cuenca de Sabinas sobre la Península de Burro-Peyotes. Al mismo tiempo se depositó la Formación Tamaulipas Superior que es equivalente a la Formación Aurora (Garza, 1973). Durante este periodo también se depositó la Formación Tamabra en ambientes de talud. La formación que marca la transgresión marina máxima es la Formación Cuesta del Cura, la cual sobreyace a la Formación Aurora y corresponde al Albiano Tardío. A finales del Cretácico Temprano se depositaron evaporitas en agua poco profunda debido a arrecifes que bordeaban los elementos positivos de la Isla de Coahuila (Humphrey y Díaz, 2003).

Al inicio de la Orogenia Laramide se produjo un despegue de la cubierta sedimentaria y los movimientos verticales que deformaron las secuencias mesozoicas debido al incremento en la actividad magmática y levantamiento en el oeste de México, producto de adición en la base de la corteza en la Sierra Madre Occidental (Chávez-Cabello et al., 2005). En el Turoniano, se originó la Formación Eagle Ford, al Sur la Formación Indidura y al Este la Formación Agua Nueva, conformados por lutitas arcillosas, lutitas, areniscas y calizas, y calizas arcillosas respectivamente (Imlay, 1936).

Durante la orogenia Laramide del Eoceno hubo una gran deformación que hoy se conoce como la faja plegada de Coahuila y que deformó la Península de El Burro – Peyotes, así como la Cuenca de Sabinas, incluyendo las islas de La Mula y Monclova (Goldhammer, 1999). Este evento orogénico del Cretácico Tardío al Paleógeno dio origen a las estructuras de la Sierra Madre Oriental, que se caracteriza por ser el área que presenta el más alto relieve en el noreste de México. La SMO está limitada al este por el Arco de

Tamaulipas y al norte por la Cuenca de Parras (Padilla y Sánchez, 1986a). La sección deformada comprende la secuencia sedimentaria del Triásico Inferior – Cretácico Superior (Goldhammer, 1999).

Las estructuras de esta región se distinguen por su gran variedad de pliegues con orientación E-W, isoclinales, con flancos verticales y pliegues vergentes hacia el norte, que pueden estar delimitados por cabalgaduras (Padilla y Sánchez, 1985, 1986b; Johnson, 1989; Eguiluz de Antuñano, 2001). Esta faja plegada consiste en numerosos anticlinales aislados, orientados al NW y separados por amplios valles sinclinales. Los rasgos más característicos de la deformación en esta región corresponden a anticlinales ramificados, con núcleos formados por diapiros de evaporitas y pliegues con doble vergencia (Padilla y Sánchez, 1986b; Goldhammer, 1999).

La cuenca de Parras y la cuenca de La Popa se desarrollaron durante el Cretácico Superior (Campaniano- Maastrichtiano). Esta cuenca está limitada al norte y noreste por el Bloque de Coahuila y la Falla de San Marcos, y al sur y sureste por el frente de la Sierra Madre Oriental (Imlay, 1937). La Cuenca de La Popa está limitada al norte, este y oeste por la Faja Plegada de Coahuila, y al sur por la Sierra de La Gavia que la separa de la Cuenca de Parras (Fig. 16).

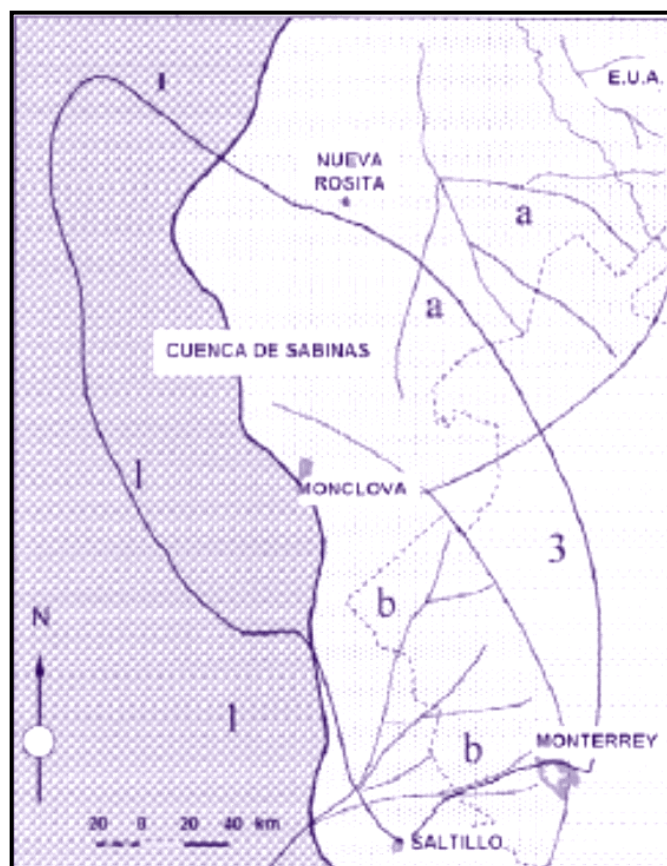


Fig. 16. Paleogeografía de la Cuenca de Sabinas durante el Campaniano-Maastrichtiano-Paleógeno. (1) Facies continentales de planicie aluvial. (2a) Complejo de facies deltaicas de Nueva Rosita. (2b) Complejo de facies deltaicas de La Popa-Difunta (grupos Tylor, Navarro, Midway, Wilcox y Difunta). (3) Facies de lutita de prodeltas de las Formaciones Parras-Méndez-Wilcox (Tomada de Juárez-Ortega (2016) a su vez tomada de Eguiluz de Antuñaño, 2001).

Ambas cuencas presentan cerca de 5000 m de sedimentos siliciclásticos terrígenos marinos, someros y deltáicos correspondientes al Campaniano-Maastrichtiano y pertenecientes al Grupo Difunta (Padilla y Sánchez, 1986b; Goldhammer, 1999).

2.3 La Formación La Virgen

Humphrey y Díaz (2003) describieron como la localidad tipo de esta formación al Potrero de La Virgen en Sierra de Obayos, al igual que el Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2006; SGM, 2009). La Formación La Virgen está constituida por una alternancia de capas de yeso granular con caliza fosilífera color gris, cuyas características principales es el

color amarillento por intemperismo y la presencia de cavidades, observándose en la sección Potreros de Berrendo y Padilla, el yeso muestra coloraciones de gris a café amarillento; también contiene lutita en menor proporción (Humphrey y Díaz, 2003; SGM, 2009). Varias décadas después, Eguiluz de Antuñano (2001) menciona que dicha unidad se divide en cinco paquetes: los tres primeros consisten de carbonatos dolomíticos separados por dos paquetes evaporíticos; la dolomita contiene de 6 a 8% de porosidad y la fase evaporítica tiene una superficie de roca potencial.

En 2002, la Comisión Nacional del Agua documentó la presencia de lentes de limolita, lutita y arcilla de colores café a gris, con horizontes de caliza fosilífera con bivalvos y que, algunas son oolíticas con abundantes pellets, alternando con el yeso. Particularmente en el cañón de La Alameda, consiste de una alternancia de capas delgadas de caliza mudstone a packestone con fragmentos de conchas y horizontes de dolomía (Santiago-Carrasco *et al.*, 2002).

La Formación La Virgen cuenta con lentes de limolita, lutita y arcilla de color café y gris, con horizontes de caliza con fósiles de bivalvos, algunas de las cuales son oolíticas con abundantes pellets. Particularmente en el cañón de La Alameda, consiste de una alternancia de capas delgadas de caliza mudstone a packestone con fragmentos de conchas y horizontes de dolomía (Santiago-Carrasco *et al.*, 2002). También contiene pedernal negro y desarrollo de líneas estiliolíticas (SGM, 2009). Un estudio reciente de la Formación La Virgen muestra que el marco estructural de la Cuenca de Sabinas fue menos intenso que en la SMO (Juárez-Ortega, 2016). La Cuenca de sabinas es rica en estructuras compresivas, inferidas por la presencia de pliegues, estrías y estiliolitas que indican un acortamiento paralelo a la dirección del esfuerzo tectónico estructural. Por ello

se observan cuatro estilos estructurales: (A) despegue salino, (B) fallamiento inverso de basamento, (C) plegamiento suave y (D) Domos y despegues salinos (Fig. 17).

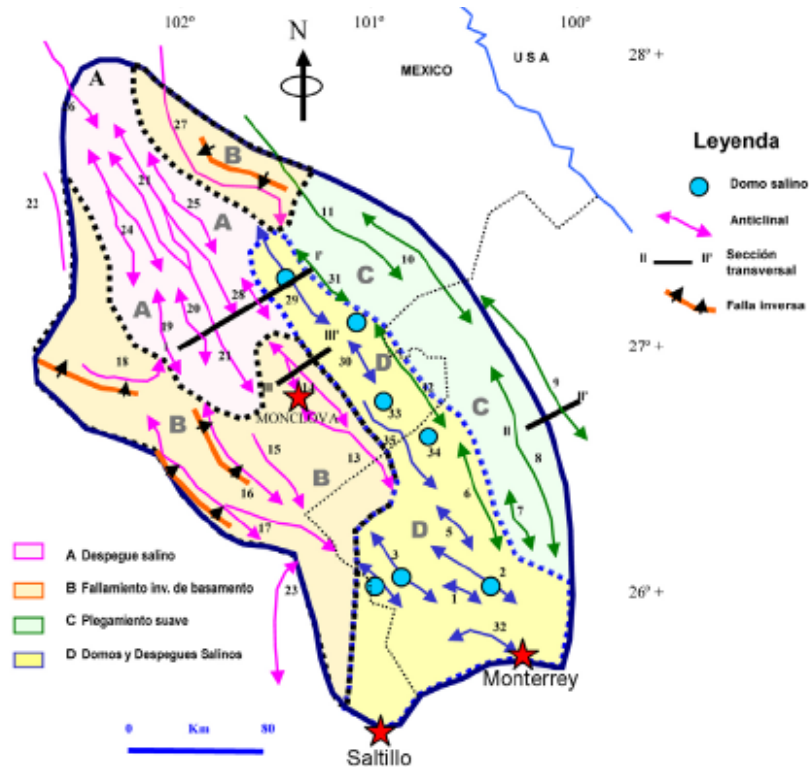


Fig. 17. Estilos estructurales de la Cuenca de Sabinas (Tomada de Santillán-Piña, 2016, citando a su vez a Eguiluz de Antuñaño, 2001).

El espesor inicial reportado en la localidad tipo es de 535 m (Humphrey y Díaz, 1956 *en* Humphrey y Díaz, 2003). Se han reportado espesores variables para esta unidad que van desde los 50 m a 350 m (Santiago-Carrasco *et al.*, 2002; Hernández-Ávila y Franco-Vega, 2004; Hernández-Trejo y Murillo-Muñetón, 2003). Cantú-Chapa *et al.*, (1985) reportaron espesores de 500 m, aunque en otros casos se han reportado espesores de 600 a 800 m (Eguiluz de Antuñaño, 2001; González-Sánchez *et al.*, 2007), alcanzando un espesor máximo de 1045 a 1935 m (Zwanziger, 1978; Guillén-Ortíz y Mendoza-Romero, 2004) en la sierra Cuchillo Parado (Hernández-Ávila y Franco-Vega, 2004), al norte y sur

del rancho La Nopalera y rancho Los Filtros, y en las inmediaciones de los ranchos El Arbolito, Bella Vista y Puerto Grande (Herrera-Galván y De la O Burrola, 2005).

Al norte del rancho Los Filtros en Chihuahua, La Virgen se encuentra en contacto tectónico con la Formación Finlay y con rocas volcánicas de composición riolítica y es intrusionada por sills riolítico y andesítico (SGM, 2009). Las rocas de esta unidad cambian de facies con las formaciones Tamaulipas Inferior y Taraíses (Goldhammer, 1999), con Hosston y San Marcos (Eguiluz de Antuñano, 2001) y con Las Vigas (Zwanziger, 1978; Arzabala-Molina, 2005).

El contacto superior es concordante y transicional con las Formación Cupido (Humphrey y Díaz, 1956 *en* Humphrey y Díaz, 2003); y con la Formación La Peña (Cantú-Chapa *et al.*, 1985; Guillén-Ortíz y Mendoza-Romero, 2000). Por otra parte, el contacto inferior es concordante con la Formación La Mula (Humphrey y Díaz, 1956; Cantú-Chapa *et al.*, 1985).

Las rocas de la Formación La Virgen se correlacionan con las formaciones Cupido, Tamaulipas inferior (Humphrey y Díaz, 1956), Mezcalera (Araujo-Mendieta y Arenas-Partida, 1986), La Mula, Padilla, Taraíses de la Sierra Madre Oriental, Arcosa San Marcos del Golfo de Sabinas (Guillén-Ortíz y Mendoza-Romero, 2004), U-Bar del suroeste Nuevo México, Morita de la Cuenca Bisbee, Cuchillo de la Cuenca de Chihuahua, Otates y Las Uvas (Arzabala-Molina 2005), (Fig. 18).

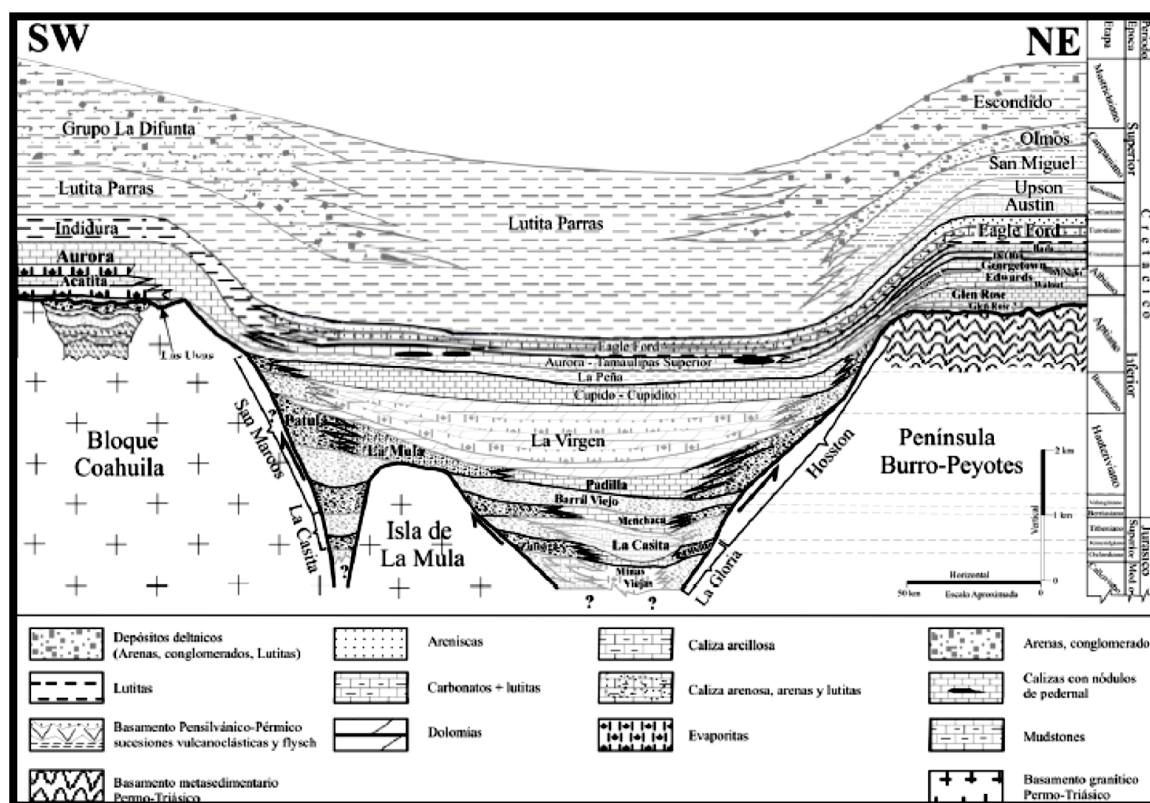


Fig. 18. Columna estratigráfica de la Cuenca de Sabinas (Gonzalez-Sánchez et al, 2007).

2.4 Marco Geológico del área de estudio

En el centro del Estado de Coahuila se localiza el Municipio del Valle de Cuatro Ciénegas, a 65 km al poniente de la Ciudad de Monclova. Geográficamente se encuentra limitada por las coordenadas $26^{\circ}41'06''$ y $27^{\circ}0'55.2''$ de latitud norte; $101^{\circ}43'37.2''$ y $102^{\circ}29'56.4''$ de longitud oeste; cubre una superficie aproximada de $2,188.5 \text{ km}^2$. Fisiográficamente, queda comprendido dentro de la provincia de Sierras y Cuencas, subprovincia Alto de Coahuila y Sierra Madre Oriental, subprovincia Sierra Norte. Paleogeográficamente la zona se ubica en el límite oriente de la Isla de Coahuila y límite poniente del Golfo de Sabinas, dentro del terreno Coahuila.

La Formación La Virgen es un cinturón notable de rocas evaporíticas desarrolladas desde el Neocomiano Superior a lo largo del margen este de los bloques de Coahuila y de Tamaulipas (Humphrey y Díaz, 2003). Su contacto inferior es con la Formación La Mula y es sobrecargada por el sistema Cupido/Cupidito. La localidad tipo fue designada en el Potrero de La Virgen y el Potrero de Menchaca en la Sierra de las Ovejas, ubicado aproximadamente 10 km al noreste de Cuatro Ciénegas, Coahuila (Humphrey y Díaz, 2003), donde aflora como una secuencia de calizas de estratos gruesos con intercalaciones de evaporitas (Fig. 19).



Fig. 19. Afloramiento de La Formación La Virgen en la localidad de Potrero de Menchaca, Coahuila (Coordenadas 14R9921158 E; 3003060 N; altitud = 1210 m).

Por otra parte, la Formación La Mula (Imlay, 1940), consiste predominantemente de lutita con arenisca, limolita intercalada con horizontes de arenisca, caliza, dolomía y calcarenita oolítica de edad Hauteriviano – Barremiano. Sobreyace transicionalmente a la Formación Pátula (Imlay, 1940), aflora de manera restringida al oriente de la sierra San Vicente y en el núcleo del anticlinal Los Bueyes, en la porción oriente del área. La Formación La Virgen, que sobreyace de manera concordante a la secuencia anterior, se conforma de una secuencia de yeso, anhidrita y caliza del Hauteriviano-Barremiano, distribuida de manera restringida en el núcleo del anticlinal de Menchaca, en la porción norte del área de estudio.

De manera concordante, las formaciones San Marcos, Pátula, La Virgen y La Mula están cubiertas por calizas delgadas y dolomías arenosas, ocasionalmente oolíticas, que derivan de la Formación Cupido (Imlay, 1937). En esta zona aflora en la sierra La Purísima (Potrero Barril Viejo), en la sierra Agua Chiquita (Potrero de Agua Chiquita), en la sierra La Madera (anticlinal sierra La Madera) y en la sierra San Vicente (anticlinal San Vicente). Su contacto superior con la Formación La Peña del Aptiano es concordante y aflora ampliamente en las sierras de San Marcos y Pinos, La Purísima, Agua Chiquita, San Vicente, La Menchaca y La Madera. Su litología está caracterizada por calizas arcillosas de estratificación delgada en alternancia con lutitas calcáreas (Imlay, 1936).

La Formación La Virgen transgrede la línea del tiempo y es más joven en Coahuila que en el estado de Chihuahua. De acuerdo a su posición estratigráfica, se considera del Hauteriviano Tardío-Barremiano. Se correlaciona con la Formación Cuchillo de Chihuahua, con las formaciones Cupido y La Mula de Coahuila y con las formaciones Navarrete y el Complejo Oolítico Concordia de la Cuenca de Chihuahua. Los sedimentos

de la Formación La Virgen presentan una secuencia de ciclos de sabkha que se cree que progradaron sobre una laguna de circulación restringida, en un ambiente sedimentario marino transicional de plataforma a lagunar en una zona distensiva o cuenca intracontinental.

Hacia el sureste, la secuencia cambia lateralmente a facies de carbonatos de plataforma marina de alta energía, correspondientes a la Formación Menchaca del Berriasiano (Imlay, 1940), con espesores entre 250 y 300 m. Este cambio lateral de facies prosigue hacia facies de plataforma abierta y facies de cuenca, representadas por lutitas y carbonatos interestratificados de la Formación Taraises (Imlay, 1936; Goldhammer, 1999), con una edad asignada al Berriasiano al Hauteriviano Inferior y espesores entre 135 y 500 m (Goldhammer, 1999). En las inmediaciones de la Península El Burro – Peyotes se depositaron sedimentos terrígenos de la Formación Hosston, en facies fluviales (areniscas y conglomerados) con un rango de edad que abarca desde el Berriasiano hasta el Barremiano Superior. En los alrededores del Bloque de Coahuila y la Isla de La Mula, se depositaron conglomerados y areniscas en ambientes continentales a transicionales y marinos someros de la Formación San Marcos con espesores de 1000 m (Chávez-Cabello *et al.*, 2005), cuya acumulación es sincrónica a la Formación Hosston (Eguiluz de Antuñano, 2001). Durante el intervalo del Hauteriviano Superior al Barremiano, se depositó la Formación Padilla en su facies arrecifal con un espesor promedio de 150 m (Eguiluz de Antuñano, 2001). Hacia el noreste, la Formación Padilla cambia a carbonatos de facies lagunares con predominio de dolomías. Para este tiempo (Hauteriviano Superior), la Península El Burro – Peyotes había sido cubierta en gran parte por la Formación Hosston en su facies de llanura aluvial, con alcance temporal hasta el Barremiano Inferior. Sincrónicamente, se depositaron sedimentos clásticos de la

Formación La Mula hacia el noroeste de la cuenca, que cubren la Isla de La Mula (Imlay, 1940). Esta formación se adelgaza hacia mar abierto al este y sureste de la cuenca (Eguiluz de Antuñano, 2001), y hacia el Bloque de Coahuila grada a areniscas de la Formación Pátula.

Durante el Barremiano Superior se desarrolló el arrecife de la Formación Cupido, cuya formación se extiende hasta mediados del Aptiano. Este arrecife actuó como barrera física, restringiendo la circulación del agua marina hacia la Cuenca de Sabinas, ocasionando la instalación de un ambiente de sabkha y la formación alternada de carbonatos y evaporitas de la Formación La Virgen, con espesores entre 600 y 800 m (Eguiluz de Antuñano, 2001). Esta formación presenta tres unidades dolomíticas separadas por dos unidades de evaporitas y cambia de facies hacia las formaciones Hosston y San Marcos hacia el norte y sur, respectivamente. Hacia el este y sureste del arrecife, se depositaron simultáneamente a la Formación La Virgen carbonatos pelágicos de la Formación Tamaulipas Inferior (Eguiluz de Antuñano, 2001).

El crecimiento del arrecife de la Formación Cupido continuó durante el Aptiano Inferior, mientras que en el lado tras-arrecifal se formaron carbonatos de facies lagunares de alta energía pertenecientes a la Formación Cupido (Wilson y Piali, 1977), con un espesor de 250 m acunándose hacia el noroeste. Hacia el lado este del arrecife continuó la deposición de la Formación Tamaulipas Inferior, en tanto que el Bloque de Coahuila (último rasgo en la región que permanecía emergido como isla) fue bordeado por una franja angosta de arenas de playa perteneciente a la Formación San Marcos (Eguiluz de Antuñano, 2001).

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1. Trabajo de Campo

Durante este proyecto de investigación se realizaron cuatro campañas de campo desde Junio de 2015 hasta el verano del 2017 a varias localidades del Estado de Coahuila. Con base en la exposición de rocas y accesibilidad se seleccionaron dos localidades donde las secuencias de la Formación La Virgen (LV) estén bien expuestas, sean accesibles y ostenten dimensiones en extensión y en espesor grandes y claros.

3.1.1 Área de estudio

Estas dos localidades son el Potrero de Menchaca y el Potrero de la Virgen, ambas en el Municipio de Cuatro Ciénegas. Aunque están muy cercanas geográficamente, ambas localidades tienen sus contactos inferior y superior expuestos de manera diferente. Sus estratos varían en espesor y disposición y ambas localidades presentan características particulares. Se determinaron dos afloramientos donde se presenta el contacto entre las Formaciones La Mula y La Virgen y La Virgen y Cupido, por lo que se eligieron los Potreros de Menchaca y La Virgen que afloran en el Municipio de Cuatro Ciénegas previa inspección preliminar durante una visita de campo en Julio de 2015. Se realizaron cuatro muestreos a las áreas bajo estudio de 2016 a 2017.

La selección de las localidades de estudio se basó en la calidad del afloramiento y en la exposición de los contactos inferior y superior con las formaciones inferior y superior a la Formación La Virgen. Otro de los criterios en la selección de afloramientos fue la exposición continua de la secuencia sedimentaria en ambas localidades y su extensión lateral, grado de intemperismo y el acceso a estas áreas. Las observaciones preliminares

indicaron que aunque se trata de dos localidades de estudio relativamente cerca, la Formación La Virgen tenía diferencias en espesores de estratos, coloraciones y facies (Fig. 20).

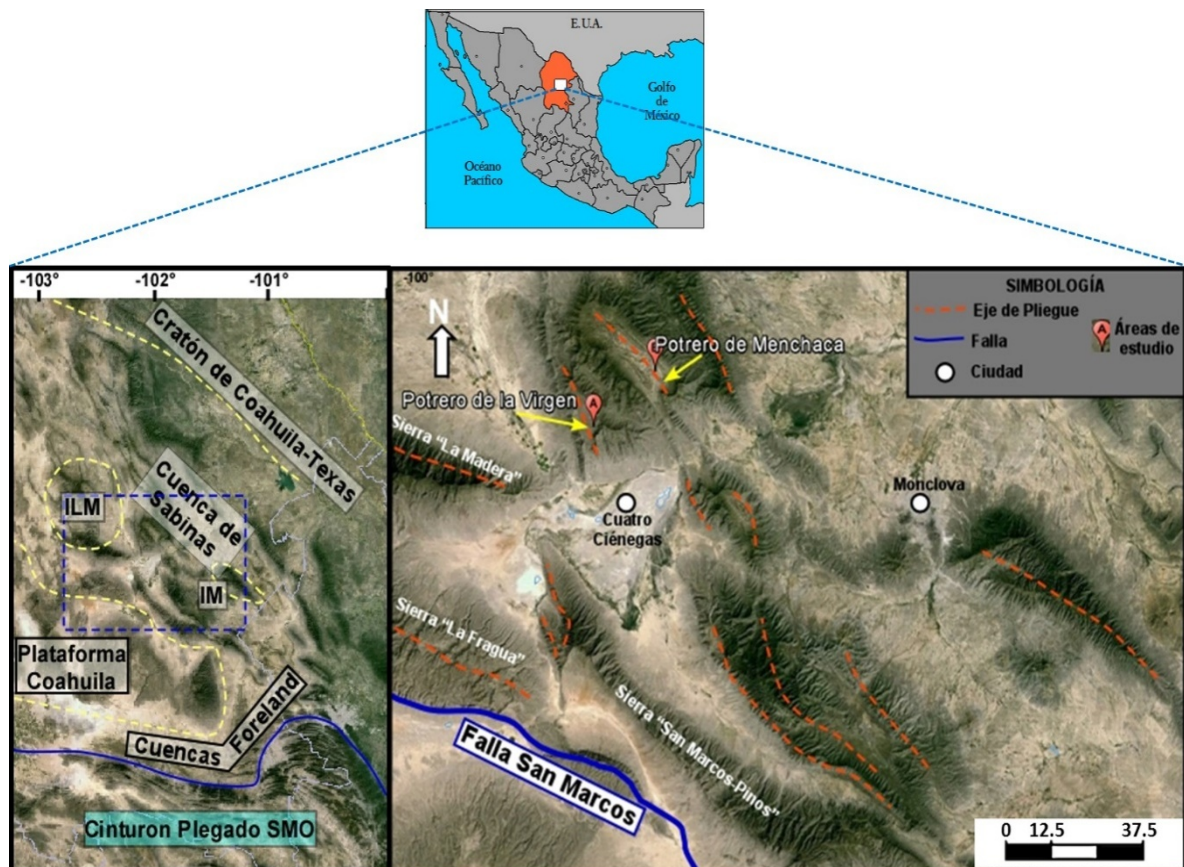


Fig. 20. Localización de las áreas bajo estudio (Potrero de Menchaca y Potrero de La Virgen) y elementos geológicos-estructurales. (A) Imágen satelital de las áreas de estudio con algunos elementos paleogeográficos del Cretácico. (B) Un mayor acercamiento muestra la ubicación de Potrero de Menchaca y Potrero de La Virgen, ambas en el centro de Coahuila (flechas amarillas). Se indican algunos elementos paleogeográficos, geológicos y estructurales; **ILM** = Isla La Mula; **IM** = Isla Monclova; **SMO** = Sierra Madre Oriental.

Las observaciones preliminares en el viaje de inspección permitió una comparación detallada de al menos cuatro zonas de muestreo, incluyendo la localidad de Obayos. Desde la inspección preliminar se observó la gran variabilidad litológica en las evaporitas de la Formación La Virgen.

Estas observaciones también permiten suponer que esta variación local pudiera estar relacionada con la línea de costa, con la variación de sub-ambientes a nivel regional, o con su proximidad al continente. Por tanto, se cuidó que el muestreo realizado representara diferentes sub-ambientes a lo largo y ancho de la Formación La Virgen. Bajo este paradigma, la variación lateral de facies aportará distintos elementos para la reconstrucción paleoambiental.

En ambas localidades se levantó un perfil vertical y se describieron y midieron dos secciones realizando caminamientos sobre arroyos y cañadas en forma perpendicular a los estratos. Los datos de campo incluyen datos de geología estructural para la elaboración de los mapas geológicos. En todas las campañas de campo, con una duración que varió de 3 a 7 días, se contó con un equipo de trabajo de 2 a 4 geólogos y biólogos. El levantamiento del perfil, con resolución de muestreo a cada cambio litológico, se realizó después de obtener las descripciones de la localidad 1 correspondiente al Potrero de Menchaca, donde se levantó un perfil estratigráfico de 40 metros. Para la localidad 2 correspondiente al Potrero de La Virgen este perfil midió 60 metros.

3.2. Análisis de laboratorio

3.2.1. Petrografía

Las muestras seleccionadas para el análisis petrográfico fueron preparadas como secciones delgadas en el Laboratorio de Preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León (FCT/UANL). Para el análisis microscópico se utiliza un microscopio Zeiss DM750P equipado con una cámara digital integrada DFC295 en la UASLP, mientras que en el Instituto de Geología de la UNAM se utilizó un microscopio Zeiss (Fig. 21).



Fig. 21. Microscopio Zeiss con cámara integrada

3.2.2. Análisis Geoquímico (Análisis de Elementos Mayores y Menores)

Los métodos de estudio de los depósitos detríticos han tenido un gran desarrollo por su abundancia, por su tamaño ideal para el empleo de técnicas analíticas y petrográficas y por ser el tamaño arenoso (2-1/16 mm) el menor tamaño de clasto que ofrece mayor información sobre su origen. Así, las fracciones de tamaño inferior (pelitas y lutitas) se enriquecen en minerales de la arcilla, que generalmente, son producto de alteraciones de los minerales de la roca de procedencia, perdiéndose de este modo las señales directas de dicha roca fuente (Arche, 2010).

En base a compilaciones sobre el análisis de rocas publicados y a las estimaciones de las proporciones relativas de las rocas representadas en la corteza continental, se han establecido valores aproximados de los promedios de los elementos mayores siguiendo

los métodos estándares reportados en la literatura (Poldevaart 1955; Ronnov y Yaroshevsky, 1976).

Tabla I. Abundancias relativas estimadas de elementos mayores de la corteza continental.

Elemento	ÓxidoPeso %	Porcentaje atómico
O	-----	60,8
Si	59,3	21,2
Al	15,3	6,4
Fe	7,5	2,2
Ca	6,9	2,6
Mg	4,5	2,4
Na	2,8	1,9
K	2,2	1,0
Total	98,5	98.5

(Tomado de Ronov y Yaroshevsky, 1976).

La técnica por Difracción de Rayos X (DRX) es una técnica altamente empleada para la caracterización e identificación de las fases mineralógicas (Fig. 22).



Fig. 22. Difractómetro Panalytical Empyrean de la UNAM del Laboratorio de Difracción y Fluorescencia de Rayos-X del Instituto de Geología, UNAM, a cargo de la Maestra Patricia Girón.

La técnica se basa en la interferencia de los rayos X con la muestra a analizar y su respectiva red cristalina, gracias a que los rayos X presentan una longitud de onda similar al espaciado interplanar de las estructuras cristalinas. Los rayos X se definen como una radiación electromagnética de longitud de onda corta que presentan longitudes en el rango de $\sim 0.1 \text{ \AA}$ a $\sim 100 \text{ \AA}$, y se encuentran localizados entre la radiación (gama) y ultravioleta. La región específica, en el espectro, que más comúnmente se usa para la DRX, abarca de $\sim 0.5 \text{ \AA}$ a $\sim 2.5 \text{ \AA}$ por ser del mismo orden que las distancias interatómicas observadas tanto para materiales orgánicos como para inorgánicos (Pecharsky y Zavalij, 2005).

Al incidir un haz de rayos-X los electrones de los átomos de un elemento son excitados. Los fotones incidentes son absorbidos durante el proceso, mientras que los electrones eliminados producen un espectro de rayos-X secundario, el cual está formado por líneas de longitud de onda fija y característica, conocidas como radiación fluorescente. La intensidad de las líneas fluorescentes más importantes puede ser analizada cuantitativamente y relacionada a la concentración del elemento emisor. El detector produce pulsos que son proporcionales en intensidad a las energías en el haz incidente, mientras que el analizador ordena los pulsos energéticos. Existen Tablas comparativas con valores estándares donde se reportan las condiciones de medición del equipo para elementos mayores de forma sistematizada para el tipo de muestras analizadas.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1 Localidad de Potrero de Menchaca

Los resultados de esta localidad se enfocaron al análisis de las rocas siliciclásticas de la transición La Mula-La Virgen, ya que es un indicativo clave para comparar los regímenes de depósito entre una y otra formación. Como se ha observado en las últimas décadas, la Formación La Mula está constituida principalmente por lutitas de diferente coloración que oscilan en coloración entre grises, verdes y rosáceas hasta lutitas de grano más grueso color rojizo y hasta ocre; estas lutitas ocurren de manera intercalada entre calizas margosas, dolomías y calcarenitas. Esta gradación de colores refleja obviamente diferencias en la composición química, tasa de depósito y probablemente en la fuente de aporte a lo largo del tiempo. La lutita es frecuentemente policroma, deleznable y forma puertos de erosión característicos. Estudios previos de PEMEX (1988b en SGM, 2006) indicaron que la base de la Formación La Mula está constituida por microdolomías de color gris verdoso, intercaladas en ocasiones con capas de grainstone arenoso, que gradúa hacia la parte superior a sedimentos calcáreo y calcáreo arcillosos.

4.1.1. Litología

Son frecuentes las intercalaciones de horizontes de anhidrita en toda la formación en esta localidad, pero no son tan comunes como lo sugiere la literatura. Santamaría (1991) describe la Formación La Mula como una secuencia predominantemente de lutita en la base, que gradúa en forma paulatina hacia la parte superior a caliza arcillosa. En su base se observan capas de microdolomías de color gris verdoso y rojizo. Normalmente existen en toda la secuencia horizontes de anhidrita y yeso.

En la localidad en estudio (Potrero de Menchaca) La Formación La Mula (LM) se desarrolla como un conjunto de horizontes alternados de lutitas grises, rojas y verdes cuyo espesor variable oscila desde 10 cm hasta 30 cm y en ocasiones hasta 50 cm (Fig. 23).



Fig. 23. Depósitos siliciclásticos típicos de la Formación La Mula con lutitas verdes y rojas intercaladas con calizas, yesos y areniscas en el Potrero de Menchaca.

La particularidad es que los estratos, aunque claramente definidos, están en posición vertical, así como su continuidad con los estratos de La Virgen (LV). A continuación se presenta el perfil litológico analizado en la localidad de Potrero de Menchaca. La transición entre La Mula-La Virgen inicia con horizontes de lutitas verdes de espesor variable intercaladas con areniscas y calizas grises de la Formación la Virgen. Cada muestra ejemplificada en el perfil se le asignó una nomenclatura específica que sigue el

orden secuencial del perfil, al cual se le anexaron después del análisis petrográfico los microfósiles encontrados en las muestras petrográficas.

4.1.2 Sección Geológica

En la localidad de Potrero de Menchaca, la Formación La Mula se desarrolló como un conjunto de estratificaciones siliciclásticas alternadas que contactan a La Virgen de manera concordante. Con los datos estructurales de campo se pudo construir el mapa ilustrado en la Fig. 24.

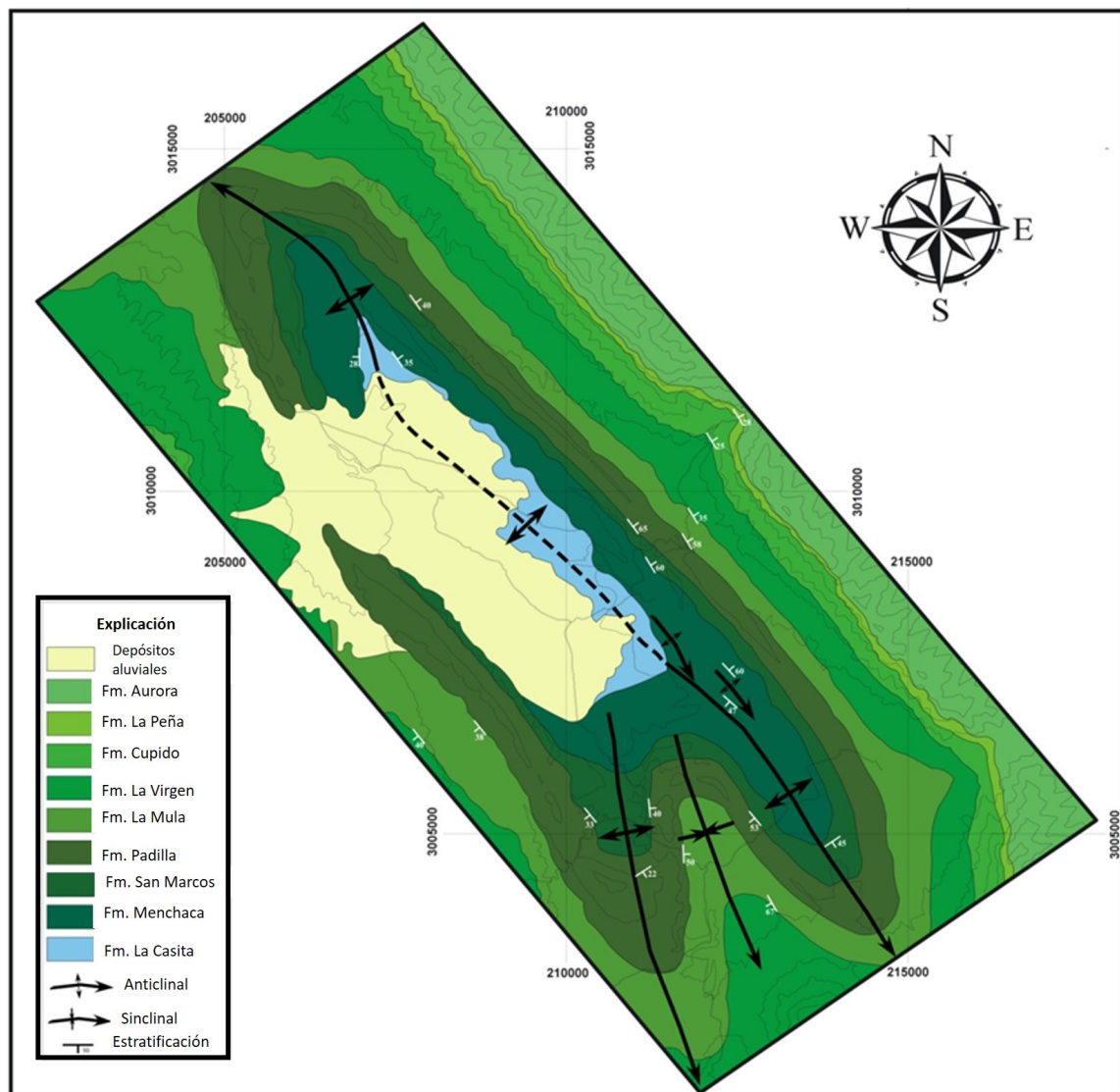
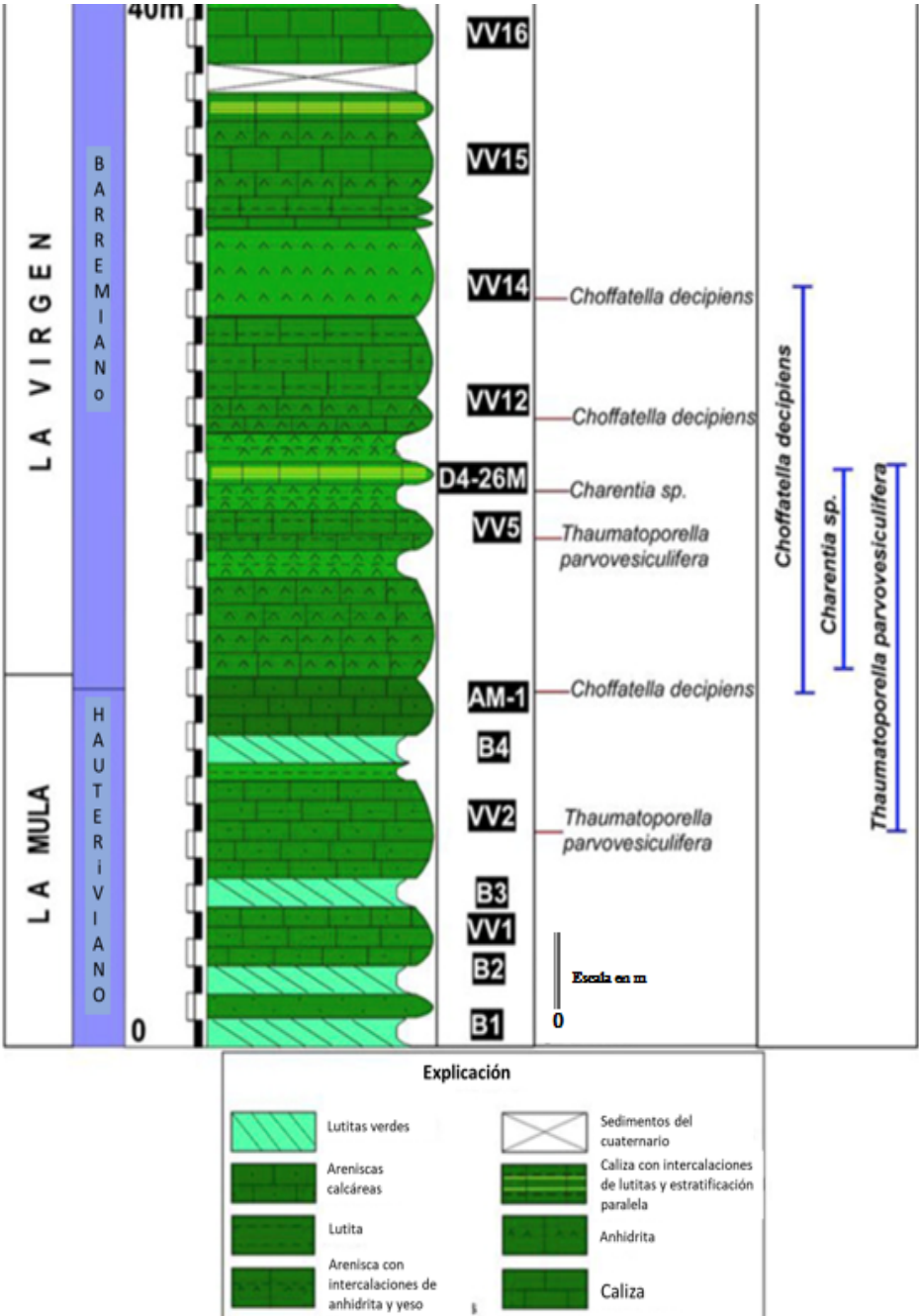


Fig. 24. Mapa geológico resumido de Potrero de Menchaca, Coahuila, que muestra la ubicación del perfil en estudio.

4.1.3 Perfil Litológico

Después de identificar los contactos y las litologías principales, se realizó un muestreo a lo largo de un perfil mayor a 40 m complementado con los datos petrográficos (Fig. 25).



4.1.4 Macrofacies

A grandes rasgos, la Formación La Mula (LM) expuesta en esta localidad está constituida por lutitas de colores grises a verdes y rojizas, con intercalaciones de areniscas calcáreas y calcáreo-arcillosas, predominando estratos de anhidrita y lutita de color gris en la parte basal y con cambios a calizas arcillosas en la parte superior. En el contacto con la Formación La Virgen (LV) es continuo (Fig. 26).

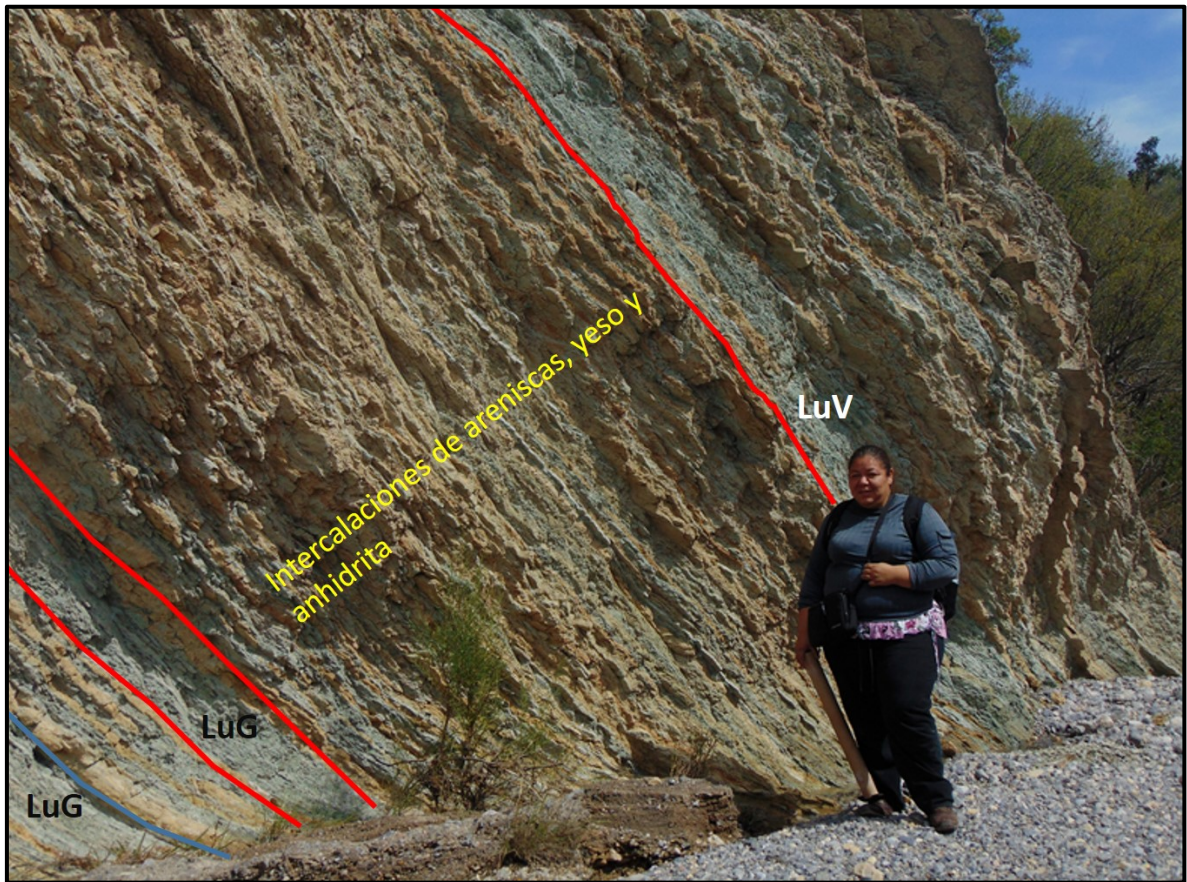


Fig. 26. Sucesión sedimentaria entre la Formación La Mula y la Formación La Virgen (Coordenadas 14R00211996 E, 3003933 N, altura = 1166 m). Obsérvese la estratificación delgada de areniscas-yeso y anhidritas, con intercalaciones delgadas de calizas margosas, lutitas grises (**LuG**) y lutitas verdes (**LuV**) en Potrero de Menchaca.

En esta zona, la Formación La Virgen se compone principalmente de alternancia de capas de yeso granular con calizas fosilíferas color gris y lutitas muy delgadas y poco frecuentes, alternando con anhidrita, a veces con estratificación ondulada. Las

intercalaciones periódicas observadas incluyen areniscas calcáreas, margas, calizas arcillosas seguidas de capas de anhidrita color gris en la parte basal, cuyos espesores van desde los 20 cm hasta 35 cm. Son comunes las intercalaciones de calizas fosilíferas de color gris a blanco con lutitas de estratificación ligeramente ondulada (5 cm de espesor). El contacto de la Formación LV con la Formación LM es concordante y está marcado por la presencia de evaporitas en capas alternantes de 10 a 25 cm de yeso granular con estratificación ondulada y lentes de anhidrita de la formación LV (Fig. 27).

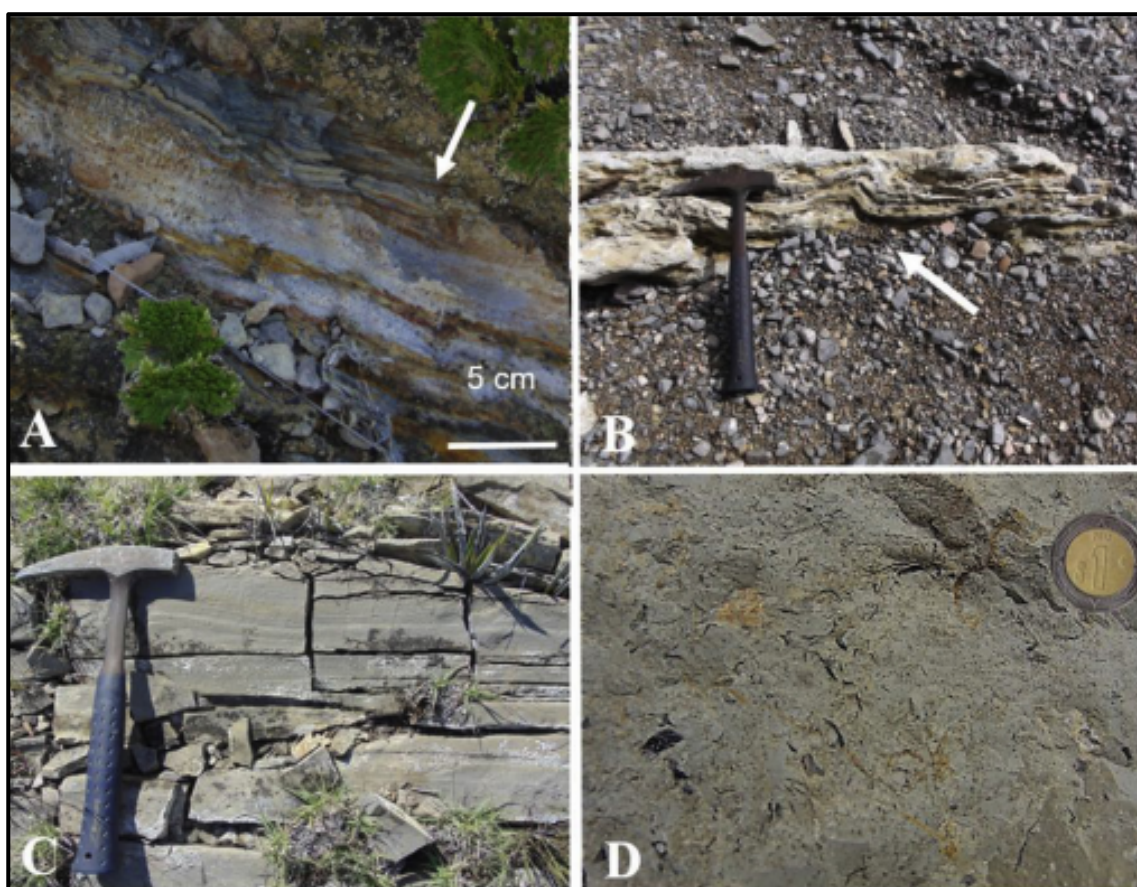


Fig. 27. Depósitos representativos de la Formación La Virgen (Coordenadas 14R0210593 E, 3002594 N, altura = 430 m). Obsérvese (A) Evaporitas laminadas de la Formación La Virgen. (B) Tapetes microbianos litificados. (C) Laminación estratiforme en calizas grises de la Formación La Virgen. (D) Calizas margosas fosilíferas con fragmentos de conchas de ostrácodos ligeramente alineados.

Las evaporitas se encuentran alternando regularmente con estratos delgados de calizas con texturas mudstones a packstones y con fragmentos de conchas y horizontes de dolomía. La presencia muy localizada de tapetes microbianos (Fig. 27B), calizas estratiformes finalmente laminadas (Fig. 27C) y de calizas mudstones con ostrácodos completos y fragmentados son características faciales claramente observadas en la base de La Virgen (Fig. 27D).

Entre las diferentes variaciones litológicas observadas de esta Formación destacan las calizas margosas salpicadas de bioclastos de conchas claras que ocurren masivamente (Fig. 28A).

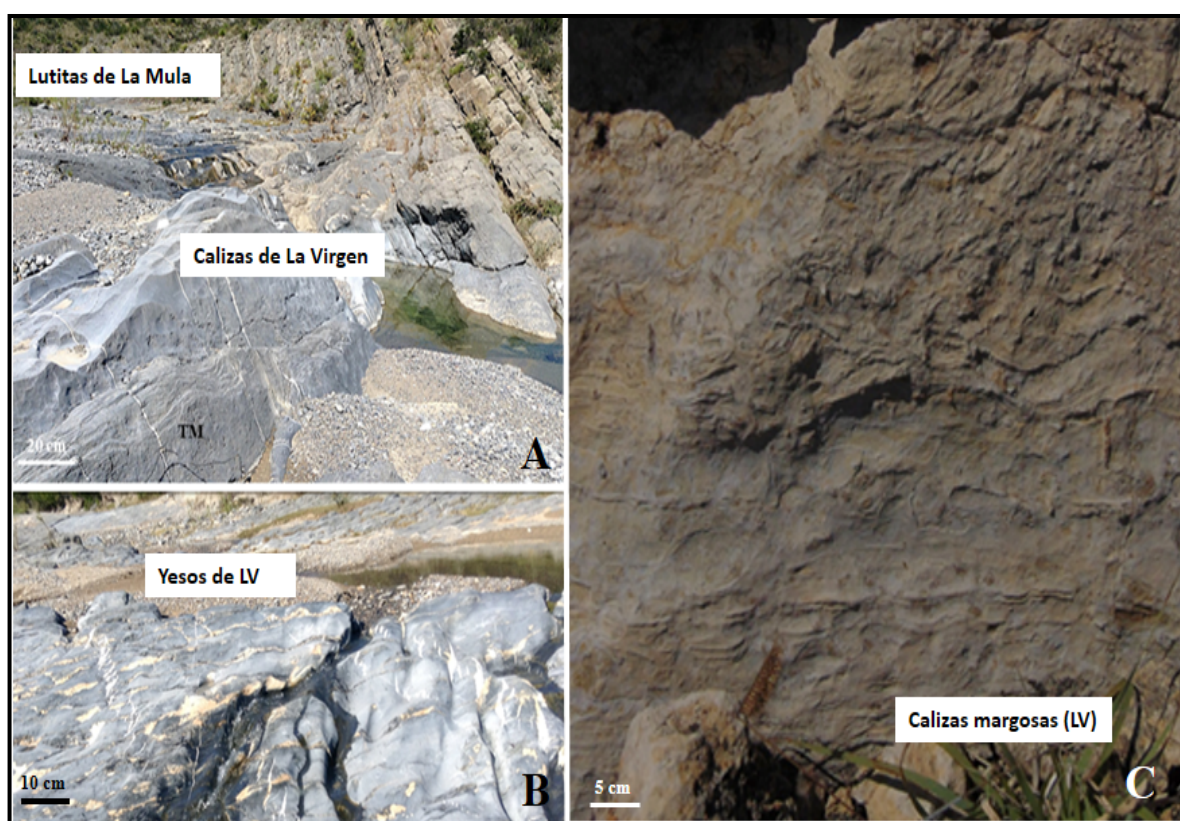


Fig. 28. Depósitos carbonato-evaporíticos típicos de la transición La Mula-La Virgen en Potrero de Menchaca. (A) Afloramiento horizontal donde las lutitas de La Mula se aprecian en vista frontal y las calizas basales de La Virgen exponen el desarrollo de tapetes microbianos (TM). (B) Bloques masivos de evaporitas grises (yeso-anhidrita) en la transición La Mula-La Virgen. (C) Calizas margosas con estriaciones expuestas en Potrero de Menchaca.

Algunas calizas grises muestran el desarrollo de tapetes microbianos (TM) como una estructura sedimentaria primaria constituida por una visible laminación mediana alternada (de mm a cm) con morfología ondulada que se extiende lateralmente más de 1 m y cuyo perfil (de hasta 20 cm de espesor) desarrollando una estructura discreta tipo tepee (Fig. 28B). También se incluye la presencia de calizas margosas de menor competencia con estriaciones o marcas horizontales (Fig. 28C) y estratos de calizas grises con mayor grosor (de 60 a más de 90 cm de espesor) alternando con evaporitas (yeso y anhidrita) de texturas lisas y paralelas en colores grises claros y con la ocurrencia de pseudomorfos color café claro paralelos a la estratificación (Fig. 28D).

La parte superior de la Formación La Virgen pueden contener icnofósiles similares y a *Ophiomorpha* sp. preservada en calizas margosas, las cuales son seguidas por calizas grises fosilíferas (Fig. 29).

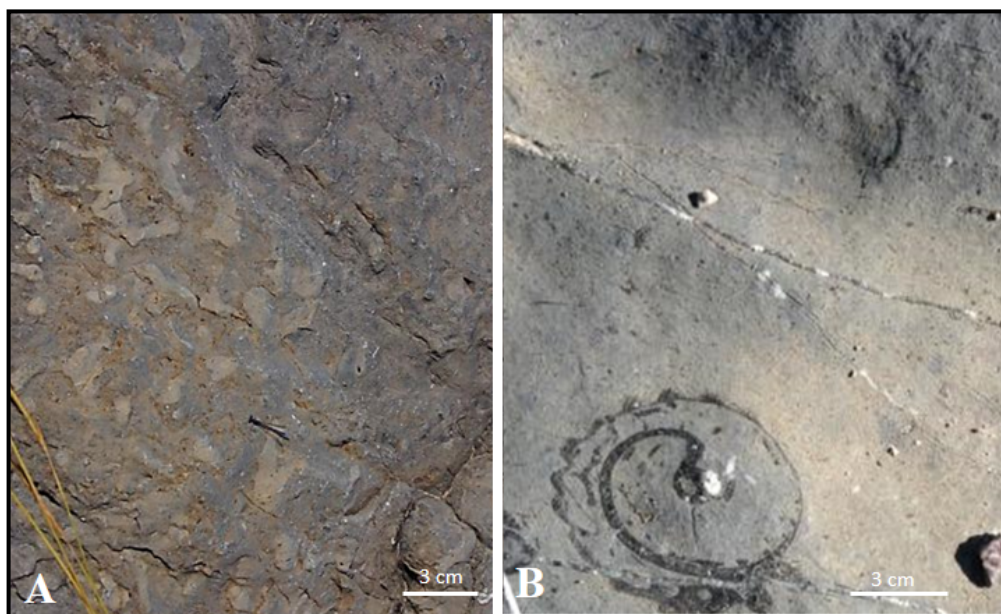


Fig. 29. Macrofacies con icnofósiles y gastrópodos preservados en las calizas margosas y calizas grises respectivamente de la Formación La Virgen en Potrero de Menchaca (Coordenadas 14R00210608 E; 3001927N; altura 1363). (A) Icnofósiles con similitud a *Ophiomorpha* sp. (B) Fósil de gasterópodo con ornamentación externa.

4.1.5 Microfacies

En la transición clástico-carbonatada las lutitas policromáticas basales y areniscas de grano fino (rojo, verde y gris) de la Formación La Mula pasan gradualmente de calizas arcillosas a calizas grises y a dolomitas interdigitadas con anhidrita y yeso de la Formación La Virgen. Las secciones delgadas de cada estrato medido de la Formación La Mula muestran areniscas con detritos euedrales como cementantes característicos (Fig. 30).

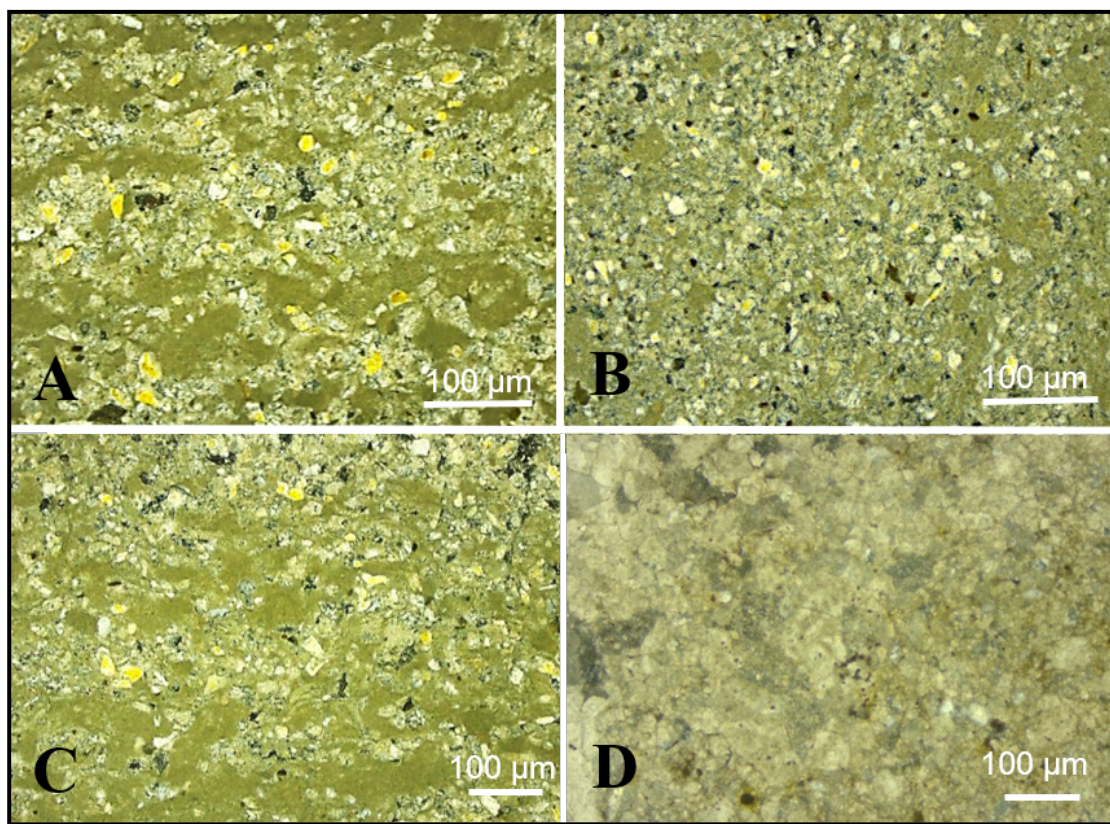


Fig. 30 Fotomicrografía (nicos cruzados) de la textura de una arenisca (Muestra VV1). (A) Lámina petrográfica de los granos siliciclásticos con textura fina de 20 a 50 µm de diámetro y cristales diseminados de anhidrita en color amarillo. (B) Intraclastos micríticos incrustados en una matriz calcárea con minerales evaporíticos diseminados (probablemente anhidrita). (C) Arenisca con menor proporción de granos euhedrales e inclusiones de anhidrita. (D) Calcarenita recrystalizada que muestra un mosaico de cristales relativamente grandes claros y oscuros.

En la base de la transición entre la Formación La Mula y la Formación La Virgen las microfacies representativas de lutitas y arenitas se distinguen por secciones petrográficas con un alto contenido de arenitas con cuarzo detrítico y clastos sub-redondeados mayores a 50 μm (Figs. A y C); los minerales que resaltan en color amarillo son probablemente anhidrita diseminada; los minerales eudrales con un tamaño muy pequeño son cuarzo detrítico (Qzd). La cantidad de cuarzo es variable en Figuras 30A, 30B y 30C, excepto en el la Fig. 30D, donde está ausente.

En menor proporción se observa la presencia de granos muy pequeños de forma euhedral en colores claros, con un tamaño aproximado de 20 μm (Figs. 30C). Esta textura con gran aporte de siliciclásticos contrasta con la textura ilustrada en la Fig. 30D, que muestra una calcarenita con cristales de calcita (mayores a 30 μm) con varias tonalidades oscuras y grises (Fig. 30D).

La matriz silíceea de las areniscas de la Formación La Mula contienen cristales de cuarzo aislados, cristales diseminados de yeso color amarillo y arcillas de textura fina que oscilan entre unas cuantas micras de diámetro hasta 50 μm (Fig. 31A). La textura corresponde a una textura poiquilotópica de grano fino pobremente clasificada (Fig. 31C).

Además, es una textura muy diferente en el contenido de yeso, cuarzo y lo que parecen sugerir pseudomorfos de yeso (cristales elongados y tabulares que se observan en colores verdosos en diferente proporción en las Figuras 30A, 30B y 30C).

Las características texturales de las areniscas de la Formación La Mula muestran una gran variación en la orientación de cristales, tamaños de yeso diseminado y contenido arcilloso, que en algunos casos es muy modesto (Figs. 31A y B). Las calizas intercaladas a las lutitas muestran una matrix con biocomponentes y en ocasiones con dolomita diagenética (Figs. 31C y D).

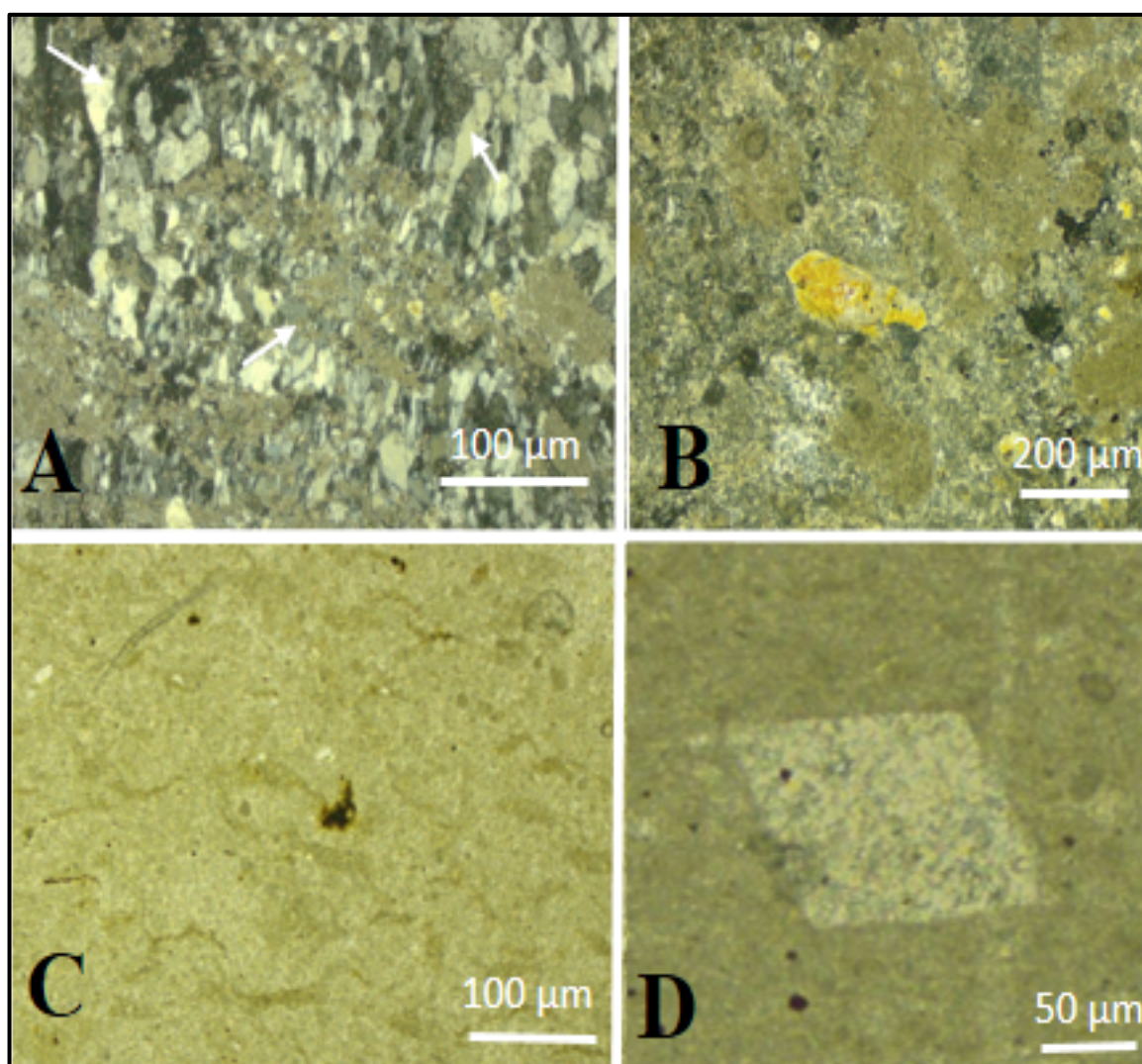


Fig. 31. Fotomicrografías (nícoles cruzados) de la textura de las areniscas de la Formación La Mula (Muestra VV2). (A) La matriz contiene cristales de yeso amarillo en cantidades minúsculas. (B) Textura xenotópica poiquilotópica que muestra cristales de mayor tamaño de anhidrita (amarillo) en una textura de pseudomorfos con menor cantidad de cuarzo detrítico. (C) Textura de calizas margosas con filamentos cortos y ligeramente orientados horizontalmente. (D) Un cristal aislado de dolomita con textura interna de remplazamiento.

Por otra parte, las rocas calizas de la transición La Mula- La Virgen muestran texturas carbonatadas que incluyen mudstones a wackestones compuestas por fragmentos calcáreos asociados a algas calcáreas contenidos en una matrix micrítica (Fig. 32).

Es frecuente la presencia de talos de fragmentados correspondientes a algas dasicladales (Fig. 32A). Generalmente estas algas están asociadas a foraminíferos miliólidos (Fig. 31B). Otras texturas carbonatadas comunes son wackestons de bioclastos compuestos mayoritariamente de conchas de moluscos, principalmente de bivalvos y gastrópodos. Estas texturas corresponderían a biomicritas en la nomenclatura de Folk (1961). Asociados a estos elementos calcáreos se encuentran foraminíferos miliólidos muy pequeños, con un diámetro de aproximadamente 25 μm (flecha en Fig. C).

La buena preservación de conchas de bivalvos permite reconocer la morfología completa de un bivalvo y un gasterópodo relleno de micrita (flechas en Fig. 31D). Otros fragmentos calcáreos incluyen un tipo de porosidad micro-cavernosa rellena de micrita en fragmentos laminados (Fig. 32D). Por otra parte, la asociación de foraminíferos a algas solitarias es frecuente (Fig. 32E), y en menor proporción, existen otros bioclastos correspondientes a conchas de moluscos que, a diferencia de otros elementos calcáreos, están cementados por calcita espática (Fig. 32F).

Otras algas calcáreas fragmentadas presentan una ornamentación interna reconocible que puede estar asociadas a ramificaciones a lo largo del eje lateral del talo (Fig. 32G). Asociados a estos bioclastos se encuentran otros foraminíferos relativamente pequeños (flecha en Fig. 32G).

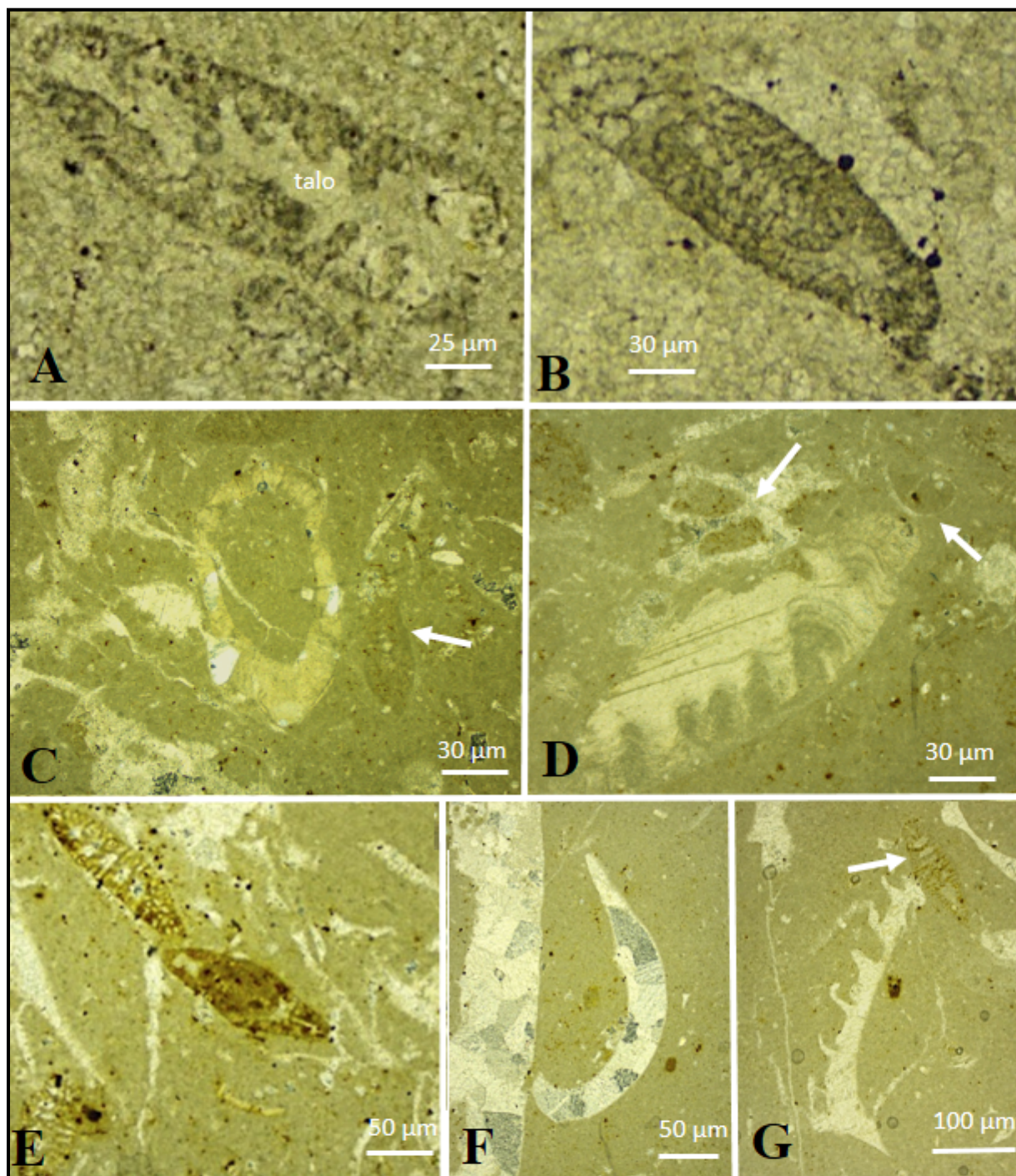


Fig. 32. Fotomicrografías (nícoles cruzados) de la muestra VV2. (A) Fragmento de un talo de alga calcárea en corte transversal. (B) Vista frontal de un foraminífero miliólido. (C) Concha completa de un molusco asociado a diversos granos esqueléticos. (D) Cavidades en un fragmento finamente laminado asociado a las valvas de un bivalvo y un pequeño gasterópodo (flechas). (E) Un par de foraminíferos no determinados alrededor de fragmentos calcáreos. (F) Biomicrita de una concha con cementantes. (G) Fragmento longitudinal de un alga calcárea sin determinar; la flecha blanca apunta a un pequeño foraminífero.

Las asociaciones de microfósiles más características en la transición La Mula-La Virgen están constituidas básicamente por dos especies de foraminíferos, que en orden de abundancia corresponden a *Choffatella decipiens* y *Charentia* sp., así como por fragmentos del alga calcárea *Thaumatoporella parvovesiculifera*. Un corte transversal de foraminífero asignado a *Charentia* sp. se encuentra ilustrado en la Fig. 33A, identificado en calizas del primer horizonte de la Formación La Virgen. En corte ecuatorial se observa *Choffatella decipiens* (Fig. 33B).

Los restos poligonales de algas calcáreas como *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Fig. 33C), que ocurre como una serie de células poligonales alineadas paralelamente en corte longitudinal. Un mayor aumento permite observar que no existe ninguna cavidad aparente, excepto por esta pared conformada de dos hileras de células poligonales (con un diámetro aproximado de 10 μm) que se alinean de forma flexible. Estos restos están asociados a diversos elementos calcáreos dentro de una matriz micrítica.

También se puede observar un corte ecuatorial de *Charentia* sp. en una matriz micrítica; en la nomenclatura de Folk correspondería a una biomicrita (Fig. 33D). Otro foraminífero relativamente grande (con un diámetro aproximado de 100 μm y una longitud mayor a 500 μm) se puede observar en la Fig. 33E, en cuyo corte longitudinal se observan las perforaciones en los septos, ahora calcificados por fosilización. Hacia el extremo izquierdo, este eje axial calcificado disminuye en diámetro y grosor (Fig. 33E).

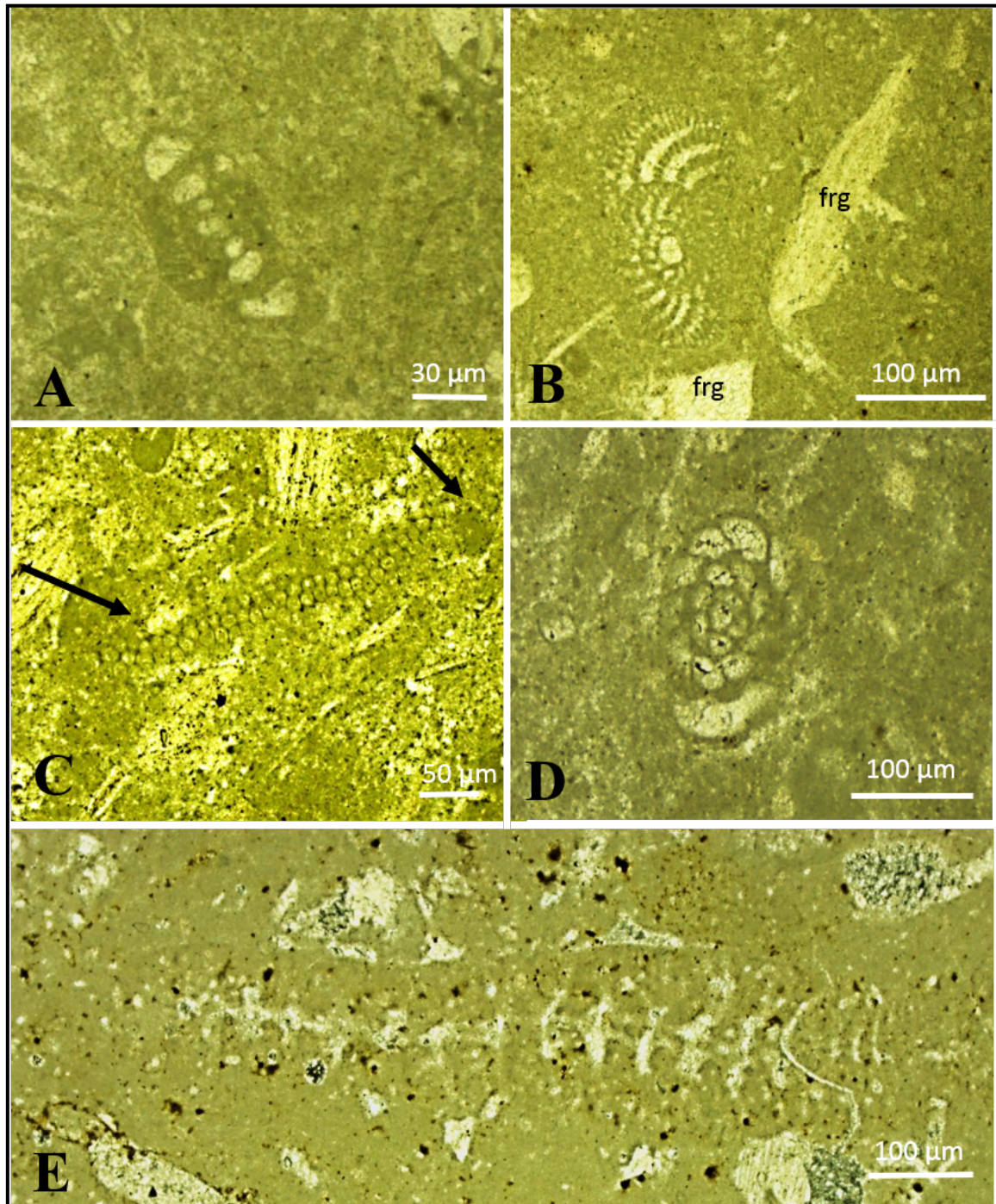


Fig. 33. Conjuntos de Microfósiles de la Formación La Virgen (A) Biomicrita de un foraminífero no determinado en plano axial. (B) Biomicrita de *Choffatella decipiens* con fragmentos de foraminíferos recristalizados pobremente conservados (muestra VV12). (C) *Thaumatoporella parvovesiculifera*. (D) Biomicrita con *Charentia* sp. (muestra D4-26M) en plano axial.. (E) Corte oblicuo no orientado de *Choffatella decipiens* pobremente preservado (AM-1).

La sucesión final de la transición analizada de nuevo presenta restos de *Choffatella decipiens* (Fig. 34A), juntos a otros fragmentos calcáreos. En los bioclastos de conchas más grandes se observan cementos geopetales. Los intraclastos más grandes derivan comúnmente de un gasterópodo o concha de bivalvo no identificados (Figs. 34B-C); sin embargo están asociados a la presencia de *Choffatella decipiens*. Este foraminífero característico se observa en varios cortes, normalmente dentro de una matriz lodosa muy fina (micrita). Por ejemplo, en la Fig. 34F es posible observar otro corte subecuatorial de *Choffatella decipiens*. Su presencia en estas rocas es tan común que ha sido posible reconstruir los horizontes y el rango temporal con este foraminífero en el perfil estratigráfico empieza desde la base del Barremiano, justamente donde ocurre la transición La Mula-La Virgen, tal como se mostró en el perfil sedimentario de esta localidad.

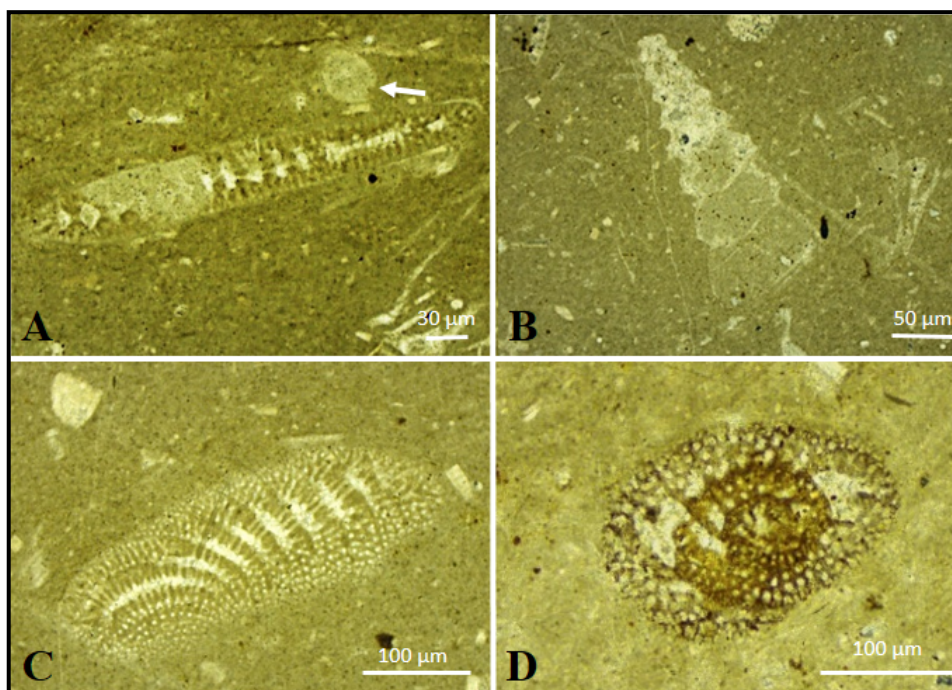


Fig. 34. Microfacies de la Formación La Virgen identificados en la muestra VV14. (A) Restos mal conservados de *Choffatella decipiens* junto con un miliólido. (B) Concha de gasterópodo relleno de micrita en su parte inferior en una matriz micrítica. (C) Biomicrita of *Choffatella decipiens* en corte vertical oblicuo. (D) Biomicrita con *Choffatella decipiens*.

Por otra parte, en la zona de estudio se realizó la descripción de las muestras basada en la clasificación propuesta por Dunham (1962) con el suplemento publicado por Embry y Klovan (1972), y por Folk (1962).

Los tipos de microfacies (MFT = *microfacies types*) se compararon con las facies estándar (SMF = *Standard Microfacies*) de Wilson (1975) y Flügel (2005) y con las zonas de facies de Flügel (2005). Bajo estos criterios, fue posible identificar ocho microfacies y los subtipos de microfacies.

La lista de los Tipos de Microfacies Estándares (SMF = *Standard Microfacies*) se relaciona con el modelo de las Zonas de Facies Estándares (FZ = *Facies Zone*) en el Modelo de Wilson (1975), las cuales abarcan desde el tipo SMF 1 de cuenca hasta el tipo de SMF 26 que caracteriza las áreas de exposición sub-aérea (Flügel, 2004). Los tipos de microfacies más frecuentes fueron SMF 8, y en cierta medida SMF 16, 18, 19 y 20 y 21, y con menor frecuencia SMF 15 y 25. Petrográficamente las texturas más frecuentes están dominadas por packstones y grainstones de peloides, wackestones y floatstones con fósiles enteros y wackestones con algas verdes correspondientes a algas dasicladales (o dasicladáceas) y foraminíferos. En menor frecuencia se presentaron SMF 11 y ocasionalmente SMF 25.

Respecto a la Zona de Facies Estándares conocido como FZ, las SMF se correlacionan las facies carbonatadas como una modificación al modelo de Wilson para plataformas carbonatas (Wilson, 1975). Se identificaron principalmente las zonas FZ 8, 7, 9, 6 en orden de frecuencia. El análisis de microfacies contiene información detallada que ha sido condensada en la Tabla II.

Tabla II. Microfacies dominantes de los perfiles Potrero de Menchaca. Se indican los principales componentes identificados (matriz, componentes esqueléticos, componentes no esqueléticos, bioclastos, lodo, granos, clasificación de acuerdo a Folk (1968) y a Dunham (1962) y el tipo de Microfacies Estándar y la zona de facies correspondiente (FZ).

No. Muestra	CLAVE MUESTRA	MATRIZ BASICA	COMP. ESQUEL.	COM. NO ESQ.	BIOClastOS	LODO	GRANOS	FOLK/ DUNHAM	SMF	FZ
1	LV-2015	ESPARITA	SI	ANHIDRITA	NO	SI	NO	ESPARITA	ANHIDRITA	ANHIDRITA
2	M-V1	ESPARITA	SI	ANHIDRITA, BIOTITA	NO	SI	NO	ESPARITA	ANHIDRITA	ANHIDRITA
3	L1-25	ESPARITA	SI	MICRODOLOMITA	NO	SI	NO	ESPARITA	ANHIDRITA	ANHIDRITA
4	VC1(/)	ESPARITA	SI	ANHIDRITA	TAPETES MICROBIANOS	SI	SI	ESPARITA/ MICRITA	19	8 Y 9
5	L4-25	ESPARITA	SI	ANHIDRITA, CALCITA	PELLETS	NO	SI	BIOESPARUDITA/ FLOATSTONE	16	8
6	L5-25	ESPARITA	SI	MICRODOLOMITA, ANHIDRITA, OXIDOS	CALCIESFERAS	SI	NO	BIOESPARITA C/BIOClastOS	25	8
7	M01-04-15	ESPARITA	SI	ANHIDRITA	PELLETS, ALGAS	SI	NO	BIOESPARUDITA/ FLOATSTONE	21	8 Y 9A
8	M-II-15	MICRITA	SI	DOLOMITA, ANHIDRITA	MILIOLIO LIDOS	SI	NO	BIOMICRITA/PACKSTONE	8	7
9	M-125	ESPARITA	SI	ANHIDRITA, CALCITA	OSTRACODOS	SI	NO	BIOESPARITA/ PACKSTONE	ANHIDRITA	ANHIDRITA
10	M426	ESPARITA	SI	CALCITA, OXIDOS	PELLETS	SI	NO	PELESARITA C/BIOClastOS	16	8
11	M II V	ESPARITA	SI	DOLOMITA, CUARZO	ALGAS	NO	SI	BIOESPARUDITA/RUDSTONE	18	8
12	M IX VI	ESPARITA	SI	ANHIDRITA, CALCITA, OXIDOS	ALGAS, PELLETS	SI	NO	BIOESPARUDITA/ FLOATSTONE	20	8
13	M525	ESPARITA	SI	ANHIDRITA	TAPETES MICROBIANOS, PELLETS	SI	NO	BIOESPARUDITA/ FLOATSTONE	19	8
14	ML-26	MICRITA	SI	ANHIDRITA, CALCITA	GASTEROPODOS	SI	NO	BIOMICRITA/ FLOATSTONE	9	7
15	MC126	ESPARITA	SI	ANHIDRITA	NO	NO	NO	ESPARITA	ANHIDRITA	ANHIDRITA
16	L10-25	MICRITA	SI	DOLOMITA, ANHIDRITA	FRAG. PELECIPODOS, OSTRACODOS	NO	SI	BIOMICRITA/ PACKSTONE	19	8 Y 9
17	CH13	MICRITA	SI	DOLOMITA	TAPETES MICROBIANOS	SI	NO	BIOMICRITA/ FLOATSTONE	20	8
18	M6-26	MICRITA	SI	ANHIDRITA, BIOTITA	NO	NO	NO	MICRITA	ANHIDRITA	ANHIDRITA
19	L6-25	ESPARITA	SI	ANHIDRITA, BIOTITA	FRAG. DE ALGAS	SI	NO	BIOESPARITA C/BIOClastOS	21	8
20	L1-25	MICRITA	NO	ANHIDRITA, CUARZO, BIOTITA	NO	SI	NO	MICRITA	ANHIDRITA	ANHIDRITA
21	L12-25A	MICRITA	SI	ANHIDRITA, BIOTITA	PELETS, PSEUDOPPELETS, OOIDES MILIOLIDOS	NO	SI	BIOESPARITA/ PACKSTONE	15	6
22	L8-25	MICRITA	SI	ANHIDRITA, CUARZO	NO	SI	NO	ESPARITA	ANHIDRITA	ANHIDRITA
23	D-5M	MICRITA	SI	ANHIDRITA, BIOTITA	OSTRACODOS	SI	NO	MICRITA	16	9
24	L5-25	MICRITA	SI	ANHIDRITA, BIOTITA	NO	SI	NO	MICRITA	ANHIDRITA	ANHIDRITA
25	D5-26M	MICRITA	SI	ANHIDRITA	NO	SI	NO	MICRITA	ANHIDRITA	ANHIDRITA
26	L12-25B	MICRITA	SI	DOLOMITA, CALCEDONIA	FRAG. ALGAS, DASYCLADACEAS	NO	SI	MICRITA	18-DASYC	7
27	L12-25C	MICRITA	SI	DOLOMITA	OSTRACODOS	NO	SI	PELETMICRITA	11	6
28	D8-26M	MICRITA	SI	ANHIDRITA, CUARZO	NO	NO	SI	MICRITA	ANHIDRITA	ANHIDRITA
29	D4-26M	MICRITA	SI	ANHIDRITA, BIOTITA	FRAG. DE OSTRAS, GYMNOCODIACEA	NO	SI	BIOMICRITA/ PACKSTONE	18-GYMNO	7

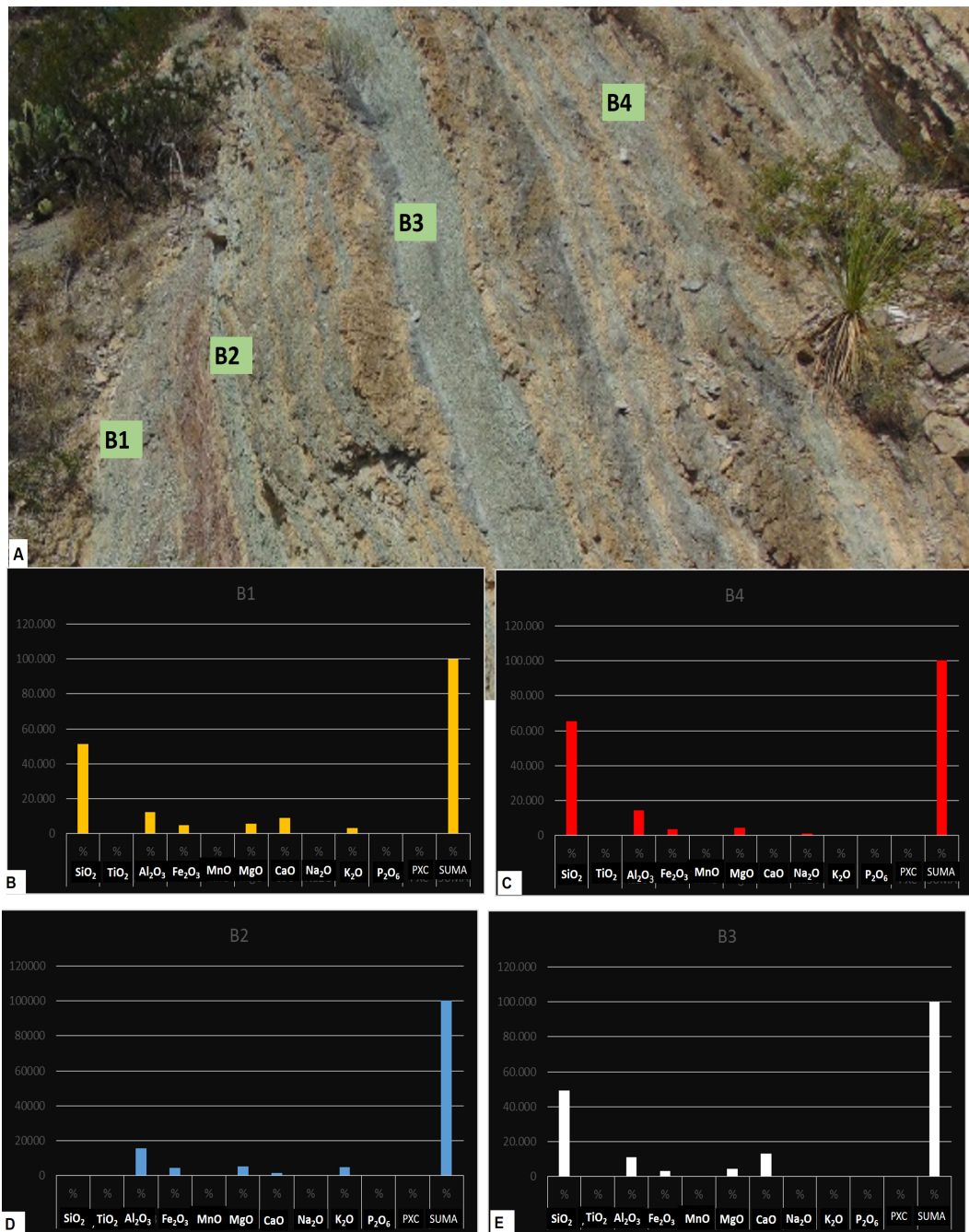
4.1.6 Análisis geoquímico de lutitas de La Mula

La secuencia siliciclástica de la transición La Mula-La Virgen está caracterizada por la presencia de lutitas de espesor variable que presentan cloraciones grises, rojizos y verdes alternando con calizas margosas.

En orden secuencial el horizonte B1 presenta un espesor de 50 cm; el horizonte B2 tiene un espesor de 23 cm; el espesor del horizonte B3 de 45 cm mientras que en el horizonte B4 es de aproximadamente 18 cm (Fig. 35A). La comparación de la concentración de elementos mayores en cada uno de estos horizontes se representa en gráficas individuales (Figs. 35B-E).

Los análisis de las lutitas verdes (B1, B2, B3 y B4 en la Fig. 34) indican que entre todos los elementos, el sílice (Si) presenta una mayor concentración relativa (del 49 al 66 %) y que ésta es al menos cuatro veces mayor que el contenido de aluminio (Al); en orden de abundancia son seguidos por el Magnesio (Mg), el Hierro (Fe), y por manganeso (Mn). Sin embargo la concentración de calcio (Ca) y Potasio (K) es muy variable.

La relación Si/Al es importante porque esta proporción es indicativa del porcentaje de cuarzo arcilloso. Este valor es importante porque es el criterio geoquímico más comúnmente usado de madurez sedimentaria es basado en el contenido en SiO_2 y las proporciones $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Ragland, 1989); este valor refleja la abundancia de cuarzo y el contenido en arcillas y en feldespatos.



B1 (%): SiO₂= 51.323; TiO₂= 0.585; Al₂O₃=12.523; Fe₂O₃= 5.032; MnO= 0.048; MgO= 5.646; CaO= 8.911; Na₂O= 0.336; K₂O= 3.121; P₂O₆= 0.141; PXC= 12; SUMA= 99.666
B2 (%): SiO₂= 60.56; TiO₂= 0.746; Al₂O₃= 15.534; Fe₂O₃= 4.561; MnO= 0.022; MgO= 5.439; CaO= 1.629; Na₂O= 0.166; K₂O= 4.859; P₂O₆= 0.17; PXC= 6.39; SUMA= 100.076
B3 (%): SiO₂= 49.144; TiO₂= 0.462; Al₂O₃= 10.982; Fe₂O₃= 3.113; MnO= 0.032; MgO= 4.591; CaO=13.416; Na₂O= 0.703; K₂O= 0.145; P₂O₆= 0.145; PXC= 14.45; SUMA= 99.855
B4 (%): SiO₂= 65.302; TiO₂= 0.708; Al₂O₃= 14.586; Fe₂O₃= 3.727; MnO= 0.018; MgO= 4.587; CaO= 0.747; Na₂O= 1.142; K₂O= 0.157; P₂O₆= 0.157; PXC= 4.48; SUMA= 100.143

Fig. 35. Análisis geoquímico de lutitas verdes en la Formación La Mula. **(A)** Horizontes de lutitas verdes en la Formación La Mula donde B1, B2, B3 y B4 indican las rocas muestreadas. **(B)** Contenido de Elementos Mayores en lutitas verdes de B1. **(C)** Contenido de Elementos Mayores en lutitas verdes de B2. **(D)** Contenido de Elementos Mayores en lutitas verdes de B3. **(E)** Contenido de Elementos Mayores en lutitas verdes de B4.

El contenido de aluminio es similar en todos los estratos de lutitas verdes analizados (B1 a B4) y se correlaciona con el contenido de magnesio. Además del alto contenido en sílice, mismo que también se observó petrográficamente, hay un contenido relativamente alto de Al (Al_2O_3) que se correlaciona con la fracción arcillosa y de terrígenos de grano fino (Potter et al., 1980). Esta misma fracción de aluminio se correlaciona con el contenido de magnesio en todos los casos.

Como se observa en la Fig. 36A es notable el contraste en el contenido de algunos cationes entre las lutitas analizadas. En el caso del Potasio (K) es muy evidente que su concentración es casi nula en todos los horizontes excepto en el B1, al contrario de lo que ocurre con el contenido de sodio (Na) que es relativamente mayor en el horizonte B4. De hecho, el contenido de alcalinos ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) es otro índice importante utilizado para clasificar la madurez química, la cual es una medida en el contenido en feldespatos (Murray y Leinen, 1993). Como se observa en las gráficas de la figuras. 35B-E, el potasio y el sodio están virtualmente ausentes.

Se considera que las variaciones en la fuente del material siliciclástico como el potasio y el hierro son debidas a varios factores, entre ellos el flujo de partículas biogénicas y el flujo de terrígenos depositados por viento y agua especialmente cerca de márgenes continentales (Murray y Leinen, 1993). Por tanto, las concentraciones variables de potasio en las lutitas analizadas podrían indicar en cierto grado, las variaciones de la línea de costa a lo largo del tiempo.

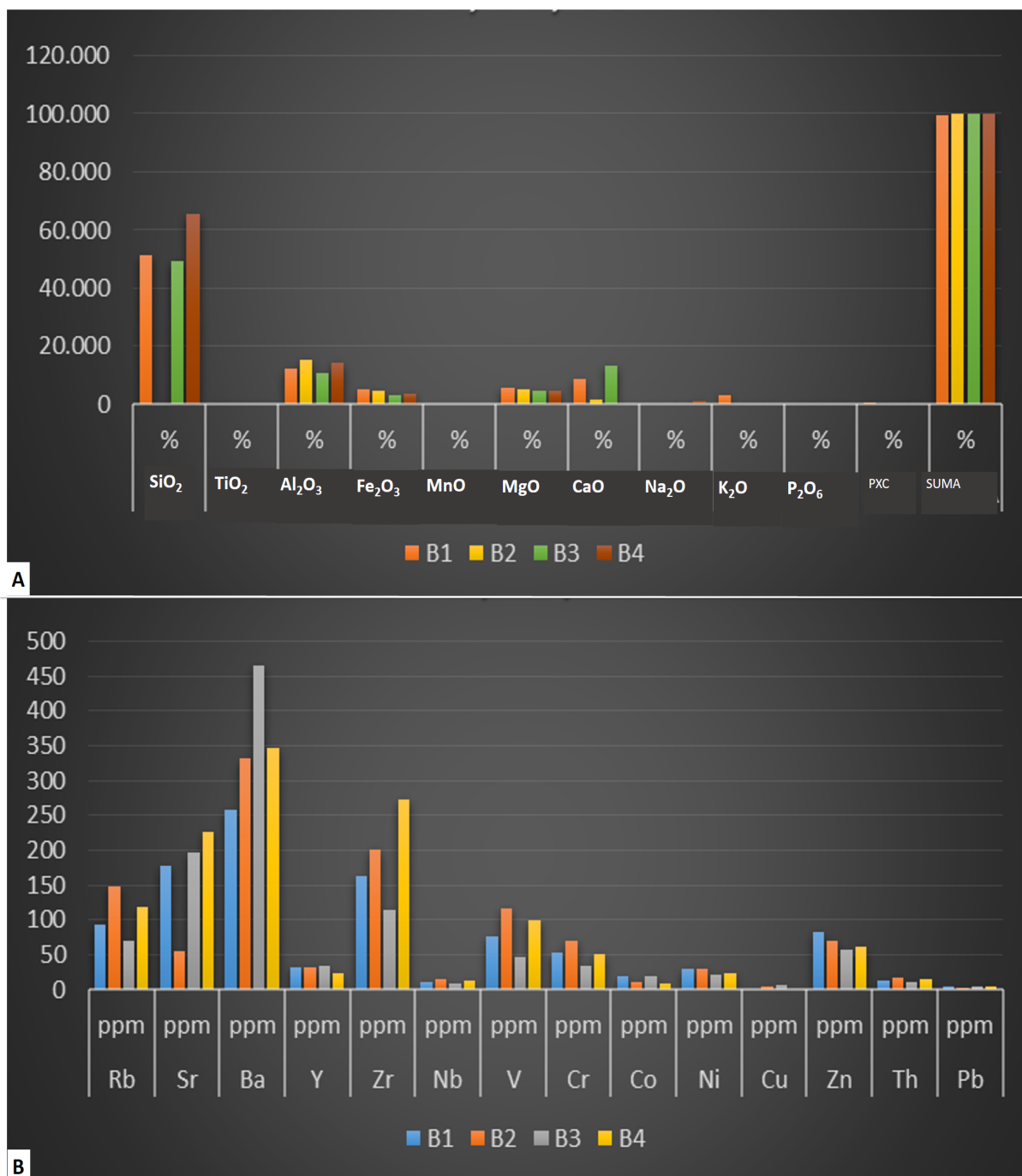


Fig. 36. (A) Comparación del contenido relativo de Elementos Mayores en las lutitas verdes de la Formación La Mula. **(B)** Comparación del contenido relativo de Elementos Menores en las lutitas verdes de la Formación La Mula.

La gran variabilidad en el contenido de calcio en los cuatro horizontes analizados es una característica distintiva en estas lutitas: mientras que el calcio es muy alto en B3 es casi nulo en B4, indicando una variación muy abrupta en el tiempo en cuanto a la gran influencia de siliciclásticos en B4 en comparación con B3.

En algunos casos el calcio es inversamente proporcional a la cantidad de estroncio (Sr), que es muy alto en B4, variable especialmente en el horizonte B1 y B3 y nulo en B2. Sin embargo en B3 donde el contenido de calcio es alto, también lo es el estroncio. En este mismo horizonte tanto el sodio (Na) como el Bario presenta una alta concentración.

De los elementos menores observados (Fig. 36B) resalta el Bario (Ba), que es muy alto en B3, y por tanto se correlaciona con el contenido de Ca. El Zr al igual que el Sr presenta los valores más altos en B4, mientras que el horizonte B1 tiene el mayor contenido de Zn y el mayor contenido de Rubidio (Rb) se encuentra en B2.

Tradicionalmente se ha relacionado la concentración de Elementos Mayores como indicadores del ambiente de depósito, mientras que los Elementos Menores indican los probables ambientes diagenéticos. Sin embargo, es claro que se deben analizar más muestras y otros elementos para poder inferir las condiciones ambientales y hasta su asociación con eventos de transgresión. Aunque esta información es una aportación nueva para la transición La Mula-La Virgen (Gutierrez *et al.*, 2017), representa apenas una aproximación a un análisis geoquímico más detallado de los estratos de estas rocas.

4.2 LA LOCALIDAD DE POTRERO LA VIRGEN

Dentro del Potrero de La Virgen se pueden observar los contactos entre las Formaciones La Virgen y Cupido, pero el contacto entre La Virgen y La Mula ha sido erosionado. En este afloramiento se identificó a la Formación La Mula por sus estratos de arenisca y horizontes verdes característicos para esta zona (Fig. 37).

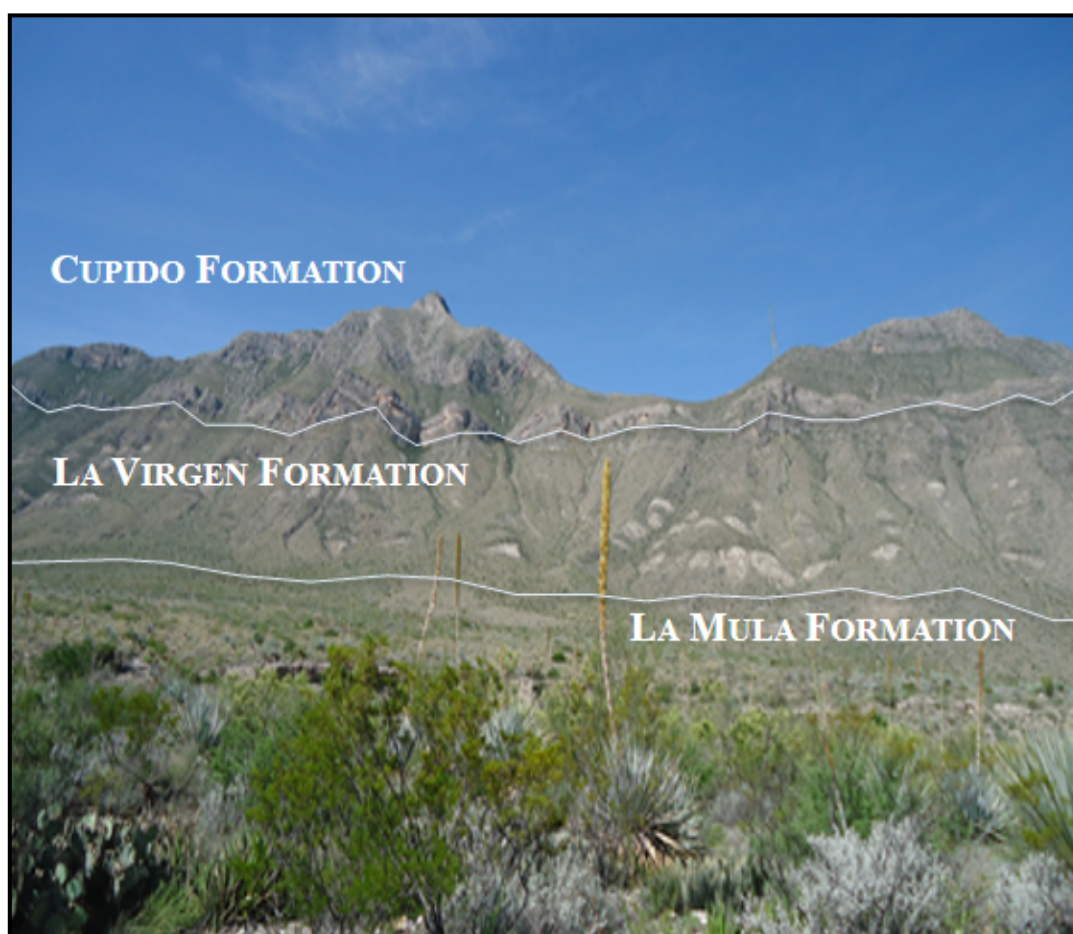


Fig. 37. Afloramiento en la localidad de Potrero de la Virgen en Cuatro Ciénegas, donde claramente se observa el contacto entre las formaciones expuestas (Coordenadas 14R00210825 E altura 1307 m 3002064N).

4.2.1 Sección Geológica de Potrero de La Virgen

Los datos estructurales derivados de la campaña de campo en 2016 permitieron elaborar esta sección geológica (Fig. 38).

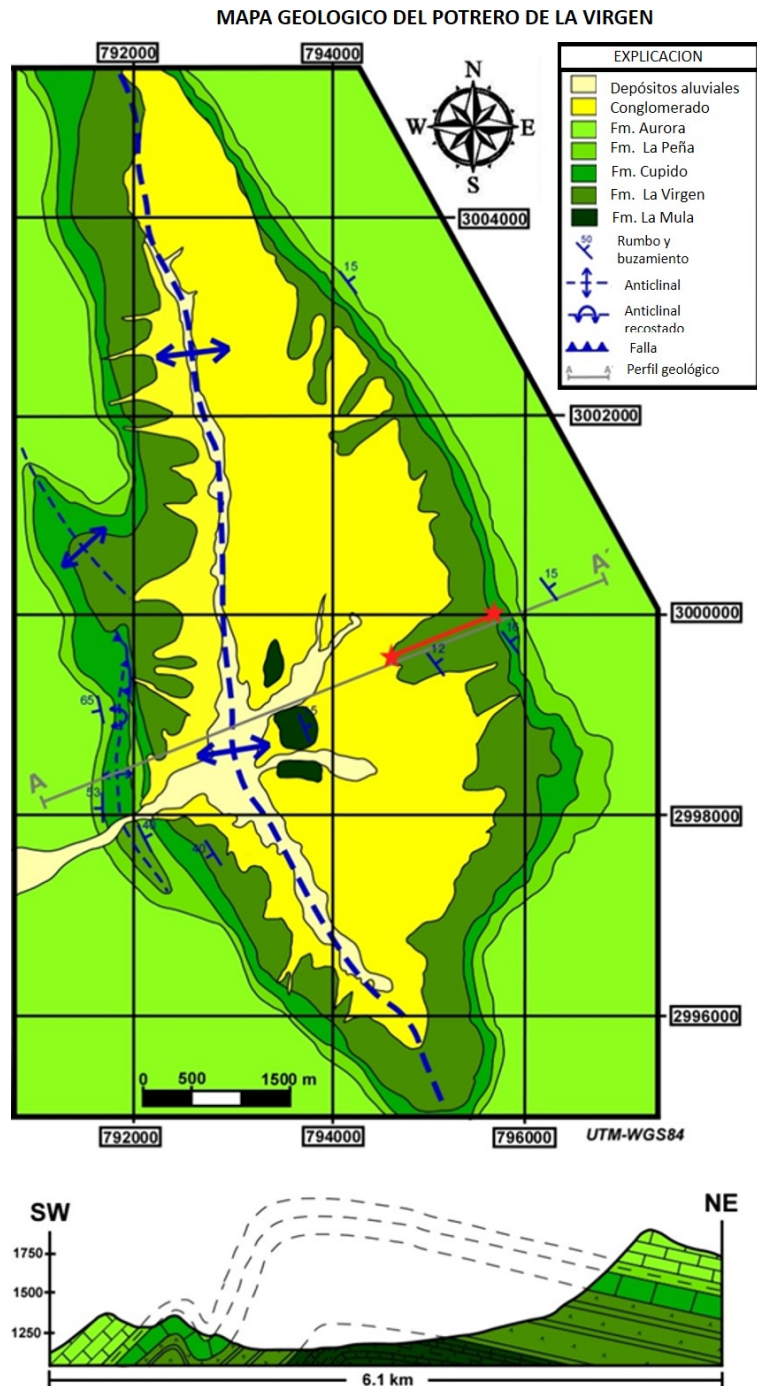


Fig. 38. Mapa geológico resumido de Potrero de La Virgen, Coahuila, que muestra la ubicación del perfil en estudio (Gutierrez-Alejandro *et al.*, 2017).

4.2.2 Perfil Estratigráfico

El perfil estratigráfico que fue analizado y muestreado en esta área se compone por 60 metros correspondientes a la Formación La Virgen y 18 metros correspondientes a la Formación Cupido, donde se colectar un total de 35 muestras para elaboración de secciones delgadas de las cuales se describieron solo (14 secciones delgadas) las que parte de sus componentes son microfósiles el resto de la muestras se componen de matriz granular. Los resultados integrados se ilustran en la Fig. 39.

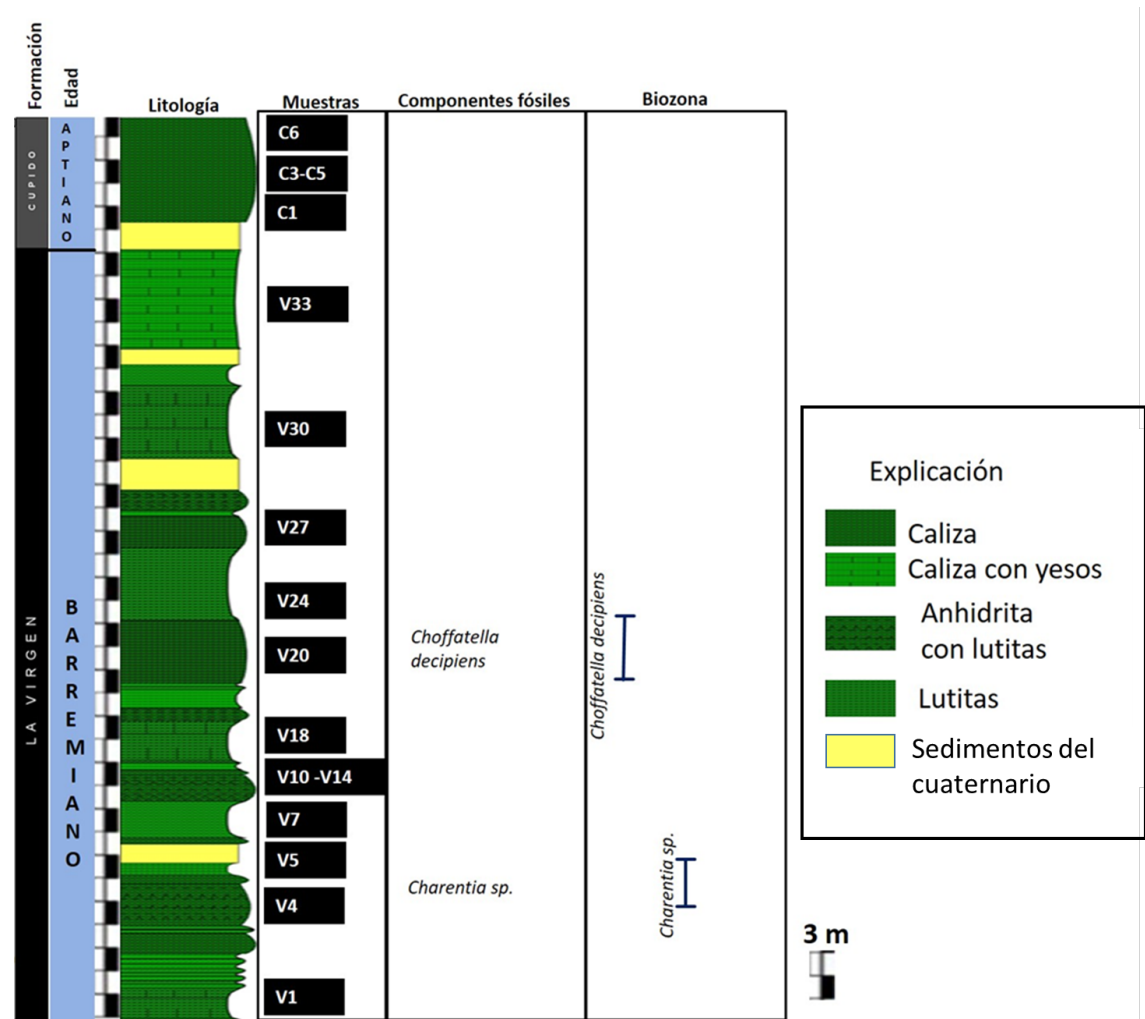


Fig. 39. Perfil estratigráfico del contacto entre las Formaciones La Virgen y Cupido.

4.2.3 Litofacies

La Formación La Virgen está expuesta de manera accesible y en estratos que alcanzan hasta los 300 m de altura. En el Potrero de la Virgen la Formación la Virgen, donde se pudo observar que ésta formación también se compone en la parte basal de calizas dolomitizadas (Fig. 40), subyace a y sobre esta formación yace la Formación Cupido. Mientras que la parte basal presenta las calizas dolomitizadas, en la parte intermedia las dolomitas se intercalan con estratos de yeso (de 10 a 30 cm de espesor) y posteriormente, aparecen horizontes de calizas dolomitizadas (cuyos espesores oscilan entre 30 cm y 80 cm) mientras que en la parte superior se encuentran alternancias de milimétricas de limos, lutitas, arcillas y yesos (Fig. 40).



Fig. 40. Calizas dolomitizadas de la parte intermedia de la Fm La Virgen en el afloramiento de Potrero de la Virgen.

Las litologías representadas incluyen estratos bien definidos, pero también estratos irregulares. Las evaporitas como yeso o anhidrita son muy comunes y aparentemente no se observaron pseudomorfos de halita. Existe una gran variación en la coloración de evaporitas, en su hábito y en sus espesores, aunque también es muy frecuente que ocurran como nodulos y lentes. Se observan estratos de evaporitas que ocurren en bloques bien definidos y muy frecuentemente estos bloques presentan estriaciones paralelas e irregulas en su superficie. Es decir, la variación litológica de la Formación La Virgen es muy alta (Fig. 41).



Fig. 41. Diversas litologías expuestas en La Formación La Virgen en Potrero de La Virgen, Cuatro Ciénegas. (A) Yesos y carbonatos (B) Bloques de evaporitas. (C) Calizas con yeso en forma de bloques.

La Virgen presenta variaciones estratigráficas que incluyen horizontes de yeso, anhidrita, lomita y calizas cuyos estratos varían de 20 cm a 35 cm de espesor. Las estructuras sedimentarias más frecuentemente observadas incluyen estratificación laminar de la Formación, estructuras laminadas que indican tapetes microbianos preservados en carbonatos y en evaporitas exhibiendo morfologías estratiformes y pseudocolumnares.

Entre las estructuras diagenéticas se observaron frecuentemente estiolitas de deformación y estilolitas erosionadas, que a su vez fueron propicias para la karstificación en estratos de la Formación Cupido, que contacta con la Formación La Virgen de manera concordante en varios puntos a lo largo de la sección estudiada.

De hecho la Formación Cupido presenta estratos de caliza (con espesores que varían de 50 cm hasta más de 1 m). En esta localidad es muy característica la variación en la alternancia de litologías entre evaporitas (yeso y anhidrita de diferentes espesores, colores y texturas), calizas grises y calizas margosas (también con espesores y coloraciones variables).

4.2.4 Macrofacies

En la Fig. 42 se pueden observar calizas dolomitizadas intercaladas con anhidritas y la estratificación paralela de la parte basal de la Formación La Virgen. Además de ser una estratificación muy fina la coloración también es muy diferente. Existen secuencias evaporíticas cuya estratificación es mucho más fina y marcada por cambios mucho más contrastantes en la coloración. Esta ciclicidad en la alternancias de limos, lutitas, anhidrita y yeso es muy abrupta y de pocos centímetros (Fig. 42A).

Las calizas también presentan laminación fina alternada con calizas margosas y evaporitas (Fig. 42B). La presencia de icnofósiles en algunas de las calizas se observó de manera muy localizada. La morfología de éstos icnofósiles es muy similar en forma y diámetro a los icnofósiles asignados a *Thalassinoides* sp. (Fig. 42C).

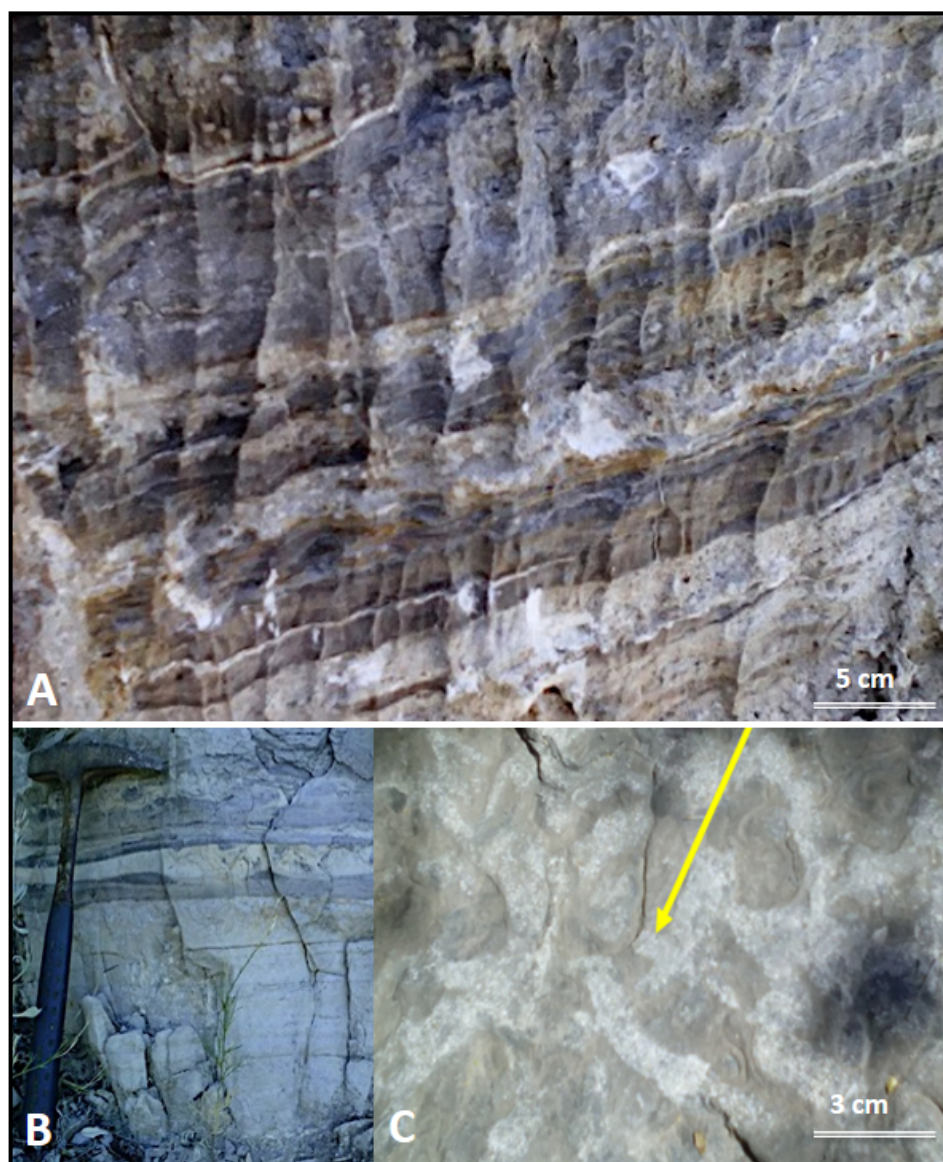


Fig. 42. Evaporitas y carbonatos de la Formación La Virgen expuesta en Potrero de La Virgen (Coordenadas 14R0210817 E, 300320011 N, altura = 480 m). (A) Alternancia entre evaporitas finalmente laminadas y calizas grises y margosas. (B) Estratificación laminar entre calizas grises y margosas con nódulos de evaporita localizados. (C) Icnofósil de *Thalassinoides* sp.

También se observaron estratos de yeso en la base con cubiertas amorfas de anhidrita. En estratos superiores y laterales se observa yeso bandeado en colores más claros. Un mayor detalle permite distinguir horizontes (3 a 8 cm de espesor) donde hay precipitación de calizas margosas, frecuentemente con yeso, que probablemente representan eventos de desecación en estructuras organosedimentarias; algunas de éstas presentan estructuras típicas de tapetes microbianos litificados y laminación centimétrica. La secuencia de estratos incluye yeso bandeado, yeso brillante con apariencia de alabastrina (Fig. 43A); otras evaporitas ostentan colores grises con intercalaciones en costras de tapetes microbianos (Fig. 43B) y calizas margosas y grises que gradan a calizas grises de mayor competencia como litologías dominantes (Fig. 43C).



Fig. 43. Facies de la Formación La Virgen expuesta en Potrero de La Virgen, Cuatro Ciénegas. (A) Yesos bandeados y a un costado anhidrita. (B) Tapetes microbianos de 2cm de espesor alternando con margas, y anhidrita. (C) Estratos de calizas margosas y calizas grises.

Existe una secuencia de rocas evaporíticas que alternan con calizas de estratos regulares de tamaño medio (con espesores que varían de 30 a 50 cm) bien definidos. Como litología subordinada se observa anhidrita nodular que alternan con nódulos de yeso de coloración oscura (con tamaños de estratos que oscilan entre 30 y 60 cm). Existen también horizontes de anhidrita nodular mucho más clara que sobreyacen al yeso en bloques; en algunos puntos muy localizados se observa anhidrita enterolítica. Las calizas grises con una textura "estriada" alternan cíclicamente con las evaporitas (Fig. 44).

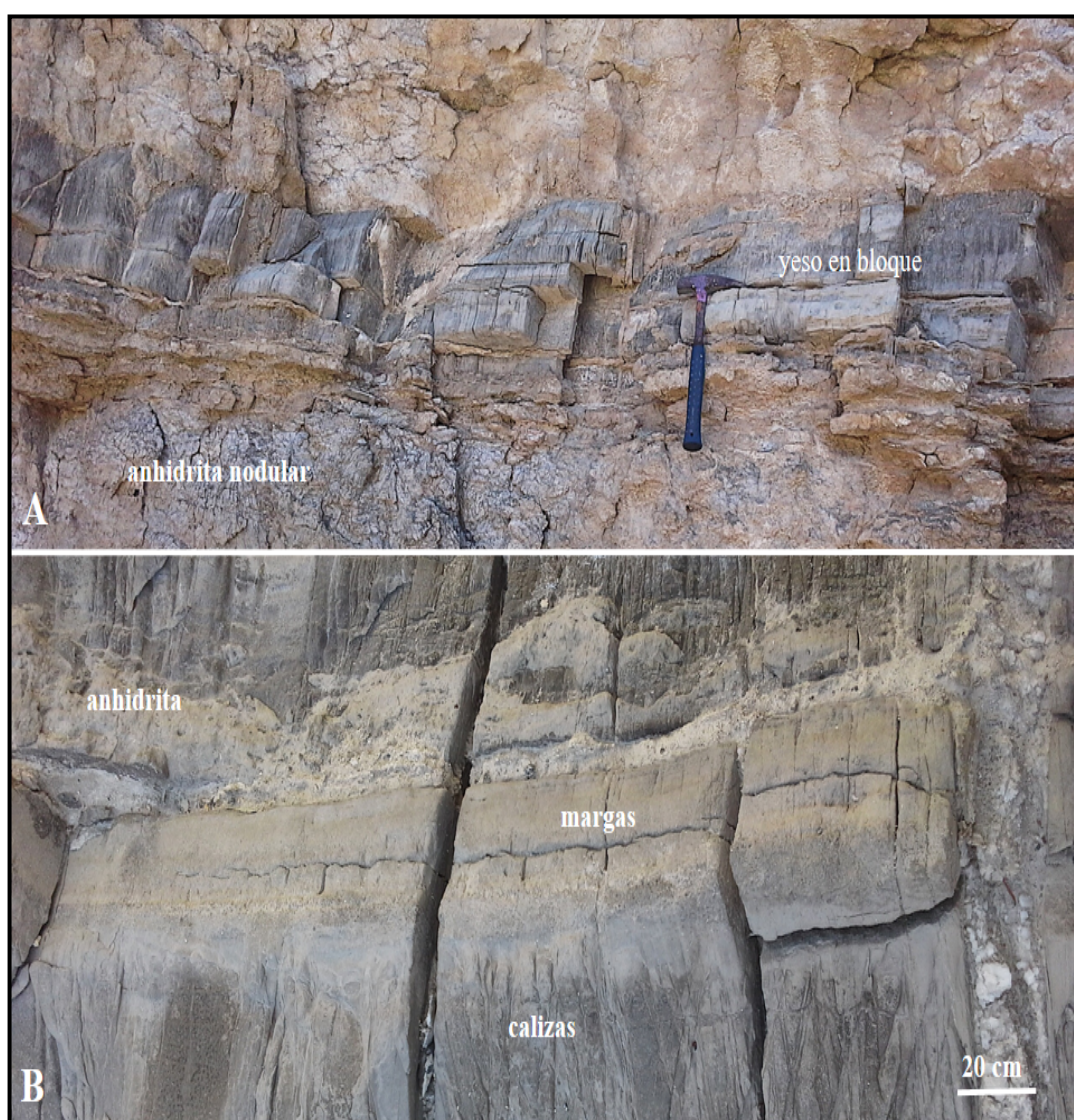


Fig. 44. Evaporitas características en Potrero de La Virgen, Coahuila. (A) Anhidrita nodular. (B) Calizas con intercalaciones de margas y anhidrita.

Nuevamente el cambio litológico de las texturas entre anhidritas y yeso es muy abrupto; se observa una gran variabilidad en el grosor y en las coloraciones de cada estrato de evaporitas (Fig. 45).

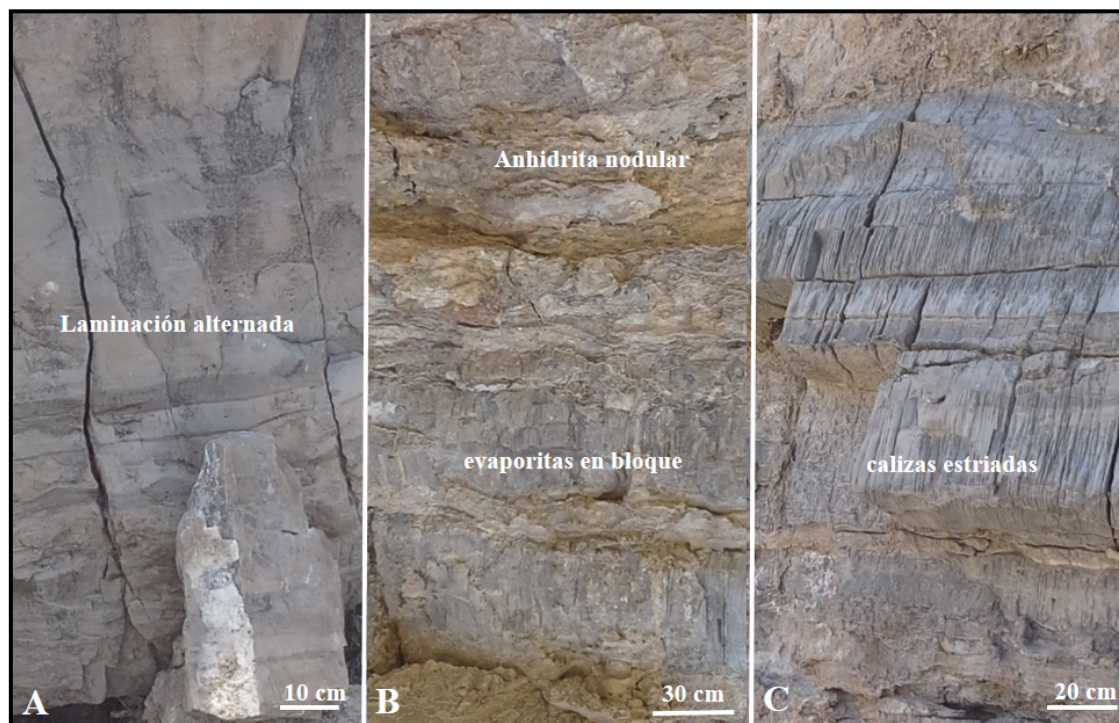


Fig. 45. Variabilidad de facies en Potrero de La Virgen. (A) Evaporitas laminares color gris claro. (B) Anhidrita nodular y yeso bloques. (C) Evaporitas estriadas.

Aunque en la Formación La Virgen se observa el desarrollo de tapetes microbianos de espesores variables pero que no rebasan los 15 cm, no son estructuras sedimentarias muy conspicuas ni muy extensas en esta localidad. En este punto cabe aclarar que el desarrollo de un tapete microbiano no es equivalente a estromatolitos. Para que se desarrolle un estromatolito es necesario un tapete microbiano (comunidades microbianas bentónicas donde ocurre la litificación inmediata) pero un estromatolito fósil o reciente presenta un relieve tridimensional y un perfil sinóptico en cualquier plano geométrico. Sin embargo es muy común que en la literatura sedimentaria estas dos estructuras microbianas se identifiquen indistintamente.

En Potrero de La Virgen básicamente se identificaron dos morfologías de tapetes microbianos: estratiformes y pseudocolumnares; muy raramente algunos tapetes presentan un crecimiento convexo con apariencia de estructuras tipo *tepee*, es decir, con una tendencia a una morfología ligeramente cónica (Fig. 46A).

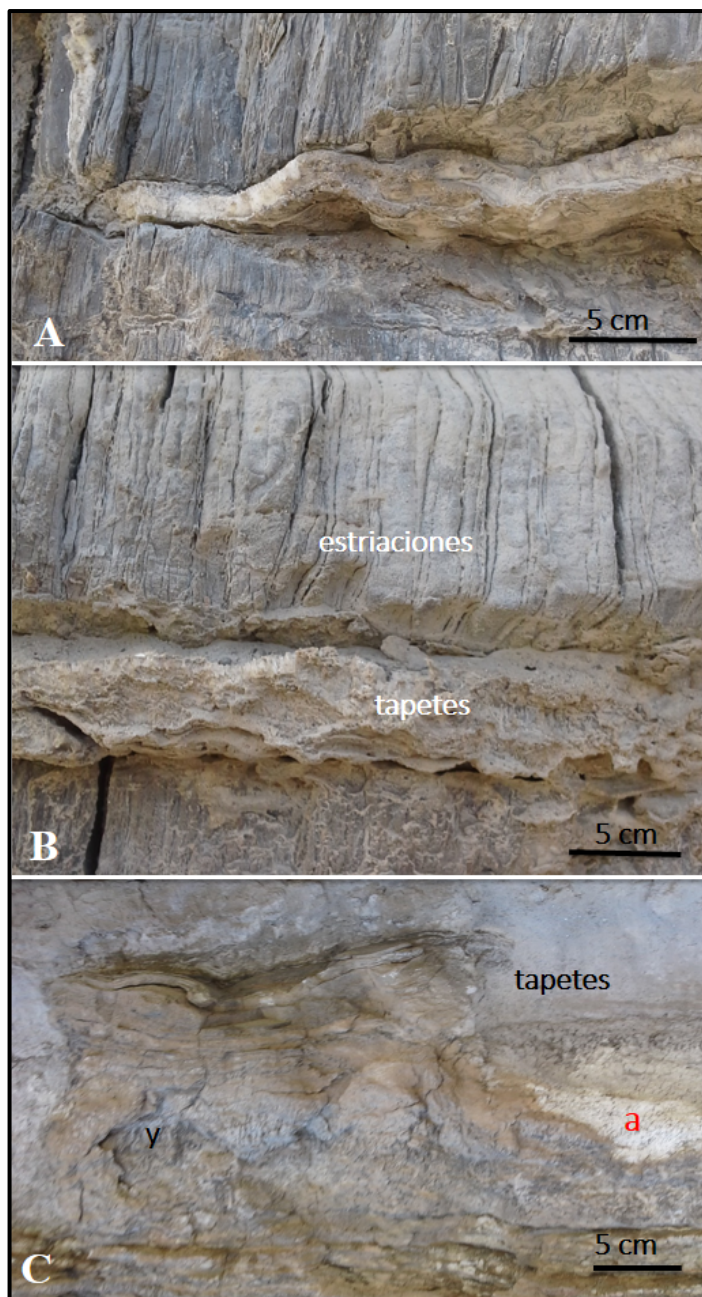


Fig. 46. Morfologías de los tapetes microbianos de la localidad La Virgen en Potrero de Cuatro Ciénegas. (A) Costra de tapete microbiano pseudocolumnar desarrollado entre las calizas grises. (B) Tapete ondulatorio irregular con textura porosa. (C) Tapete estratiforme irregular con mineralogía que alterna CaCO_3 , yeso (y) y anhidrita (a).

Otras macrofacies características en esta localidad son las calizas de fosilíferas de color oscuro pertenecientes a facies arrecifales de la Formación Cupido, donde se observaron abundantes conchas de rudistas preservados en diferentes orientaciones geométricas (Fig. 47). La preservación de conchas muy gruesas, completas, y de tamaños relativamente grandes sugieren que las facies arrecifales de Cupido son proximales.

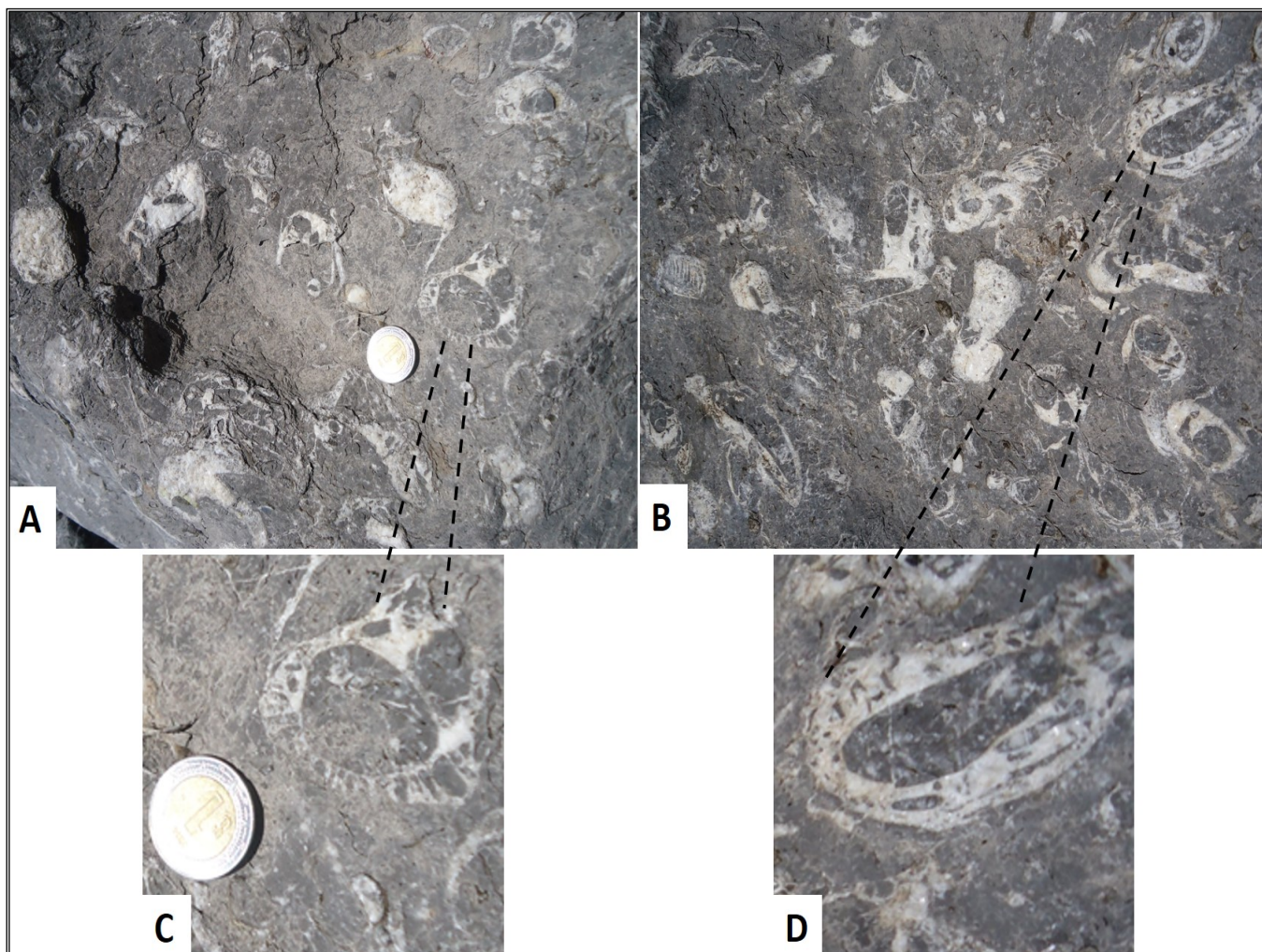


Fig. 47. (A- B) Bancos de rudistas en la parte basal de la Formación Cupido (Muestra C1). (C) Detalle de la Figura 47A que muestra un mayor detalle de un rudista de la familia *Caprinaidae*. (D) Detalle del rudista no identificado de la Fig. 47B. (El diámetro de la moneda es de 2 cm).

Otras morfologías menos comunes de anhidrita menos común se presentan en la Fig. 48, que ilustra anhidrita en forma de cuchillo (Fig. 48A), yeso en bloques (Fig. 48B) y yeso bandeado (Fig. 48C) previamente identificado en estratos más basales de la Formación La Virgen.

Como ejemplo de estructuras diagenéticas comunes en las calizas de Cupido se incluyen oquedades en calizas localizadas en un mismo plano que corresponden a estiolitas cavernosas modificadas por karstificación (Fig. 48D).

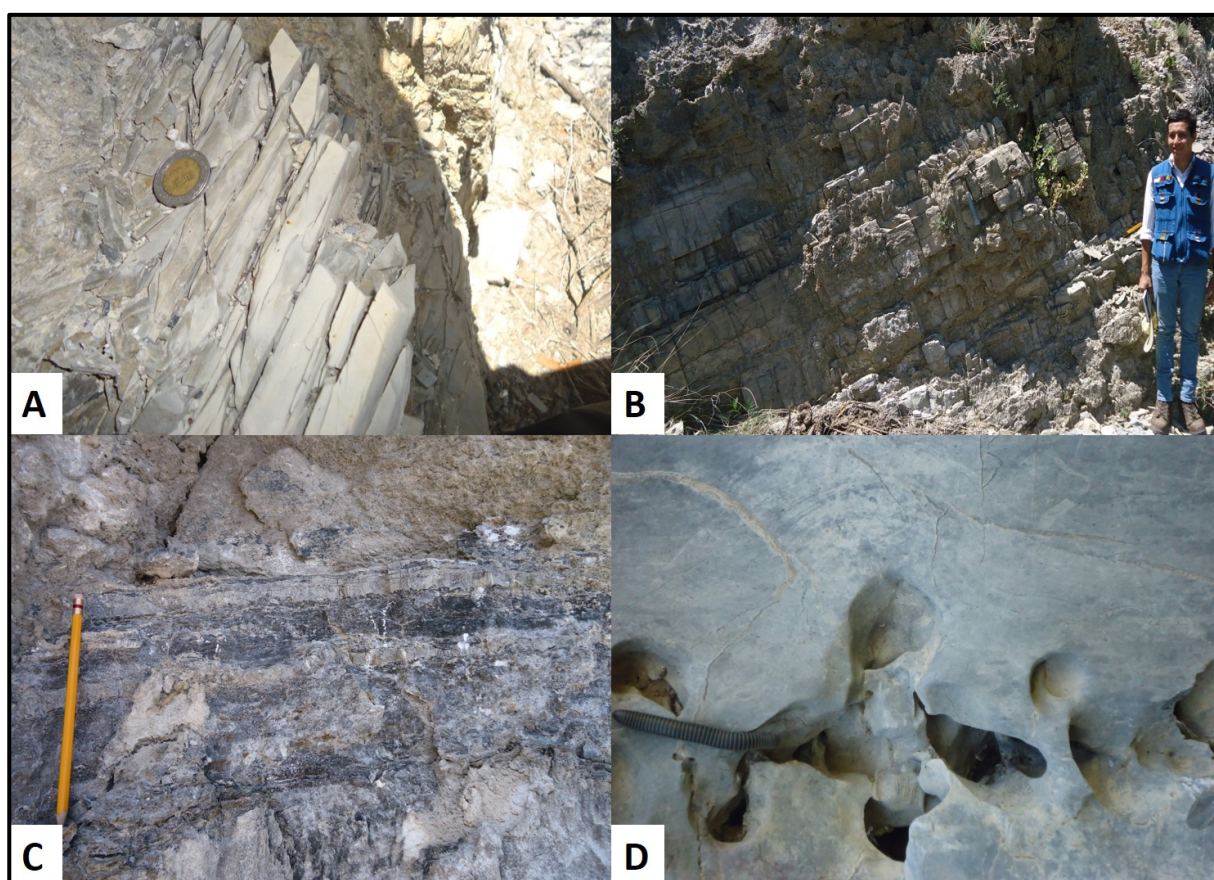


Fig. 48. Evaporitas y carbonatos expuestos en Potrero de La Virgen. (A) Anhidrita de grano fino fracturada en forma de cuchillo. (B) Intercalaciones de yesos, anhidritas y calizas representativas de la Formación La Virgen. (C) Estratificación laminar conformada por láminas de yeso y anhidrita. (D) Caliza de la Formación Cupido con estiolitas cavernosas de aproximadamente 10 cm de longitud.

Existen estratos de anhidrita en bloque que alternan con calizas margosas (Fig. 49A). Dentro de los estratos delgados es posible observar el desarrollo de tapetes microbianos de laminación relativamente gruesa (Fig. 49B). También dentro de los estratos de calizas margosas con nódulos de anhidrita se han identificado pequeños nódulos de pedernal negro como un remplazamiento diagenético muy puntual (Fig. 49C).

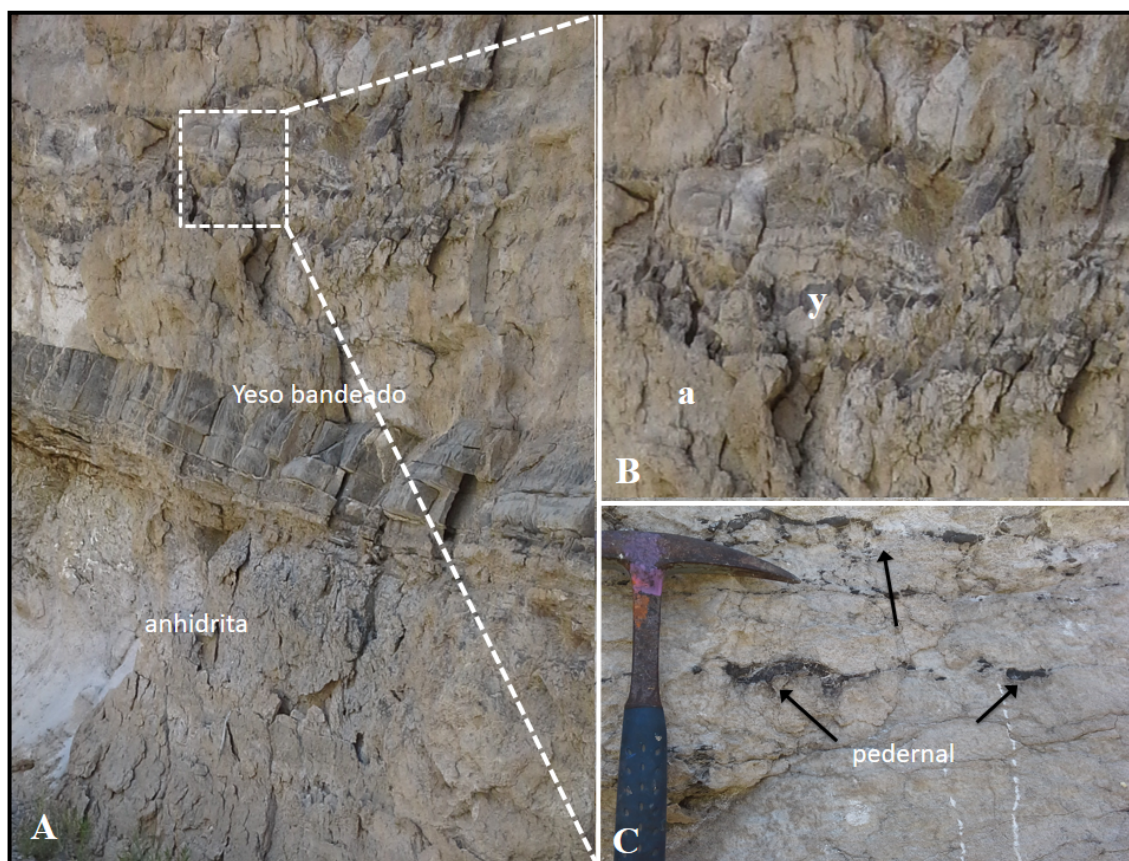


Fig. 49. Facies evaporíticas en Potrero de La Virgen. (A) Intercalaciones entre yeso bandeado y anhidrita. (B) Un mayor detalle de la Fig. 49A muestra anhidrita nodular café (**a**) y yeso (**y**) relleno los espacios de un tapete microbiano convexo en el centro. (C) Anhidrita nodular gris con nódulos lineales de pedernal negro (flechas).

Los tapetes microbianos litificados de La Virgen, aunque son estructuras sedimentarias primarias comunes, muestran un desarrollo muy incipiente (en tamaño y extensión). La morfología estratiforme tiende a ser convexa en contados casos (aproximadamente de 10 a 15 cm de espesor). Los tapetes litificados y preservados presentan una laminación más

bien burda que puede estar interrumpida por anhidrita nodular (Fig. 49B), y ocurren a nivel de inter-estratificaciones entre carbonatos y evaporitas.

4.2.5 Microfacies del Potrero de La Virgen

Las microfacies características observadas en calizas se componen de grainstones y packstones de bioclastos con granos micritizados total o parcialmente (Fig. 50). Es común la presencia de ooides radiales y granos esqueléticos con cementos geopetales (Fig. 50A) o bien, grainstones de ooides y bioclastos (Fig. 50B) de tamaños similares o pobremente clasificados (Figs. 50B y C). En algunos casos se observó el desarrollo de porosidad secundaria dentro de una matriz esparítica (Fig. 50D).

Otras alteraciones diagenéticas incluyen la presencia de cementos fibrosos alrededor de ooides parcialmente alterados (Figs. 50F y H). Se identificaron sobres micríticos destructivos (*destructive micritic envelopes*) en algunos bioclastos, y la preservación de filamentos uniseriales, probablemente de cianobacterias (Fig. 50G).

También es evidente la presencia de cristales pseudomorfos de yeso (*bladed crystals*) en la matriz sedimentaria en asociación con los granos micritizados (Figs. 50B, D y H). Adicionalmente se observó yeso tabular de diferentes tamaños y orientaciones, incluyendo los cristales brillantes de forma hexagonales (Fig. 50A); también se observan en menor tamaño en la zona micrítica de la Fig. 50H. Igualmente se observó la presencia de cristales aciculares detríticos relativamente grandes (con una longitud aproximada de 100 μm) que ocurren de manera aislada (Figs. 50D y H).

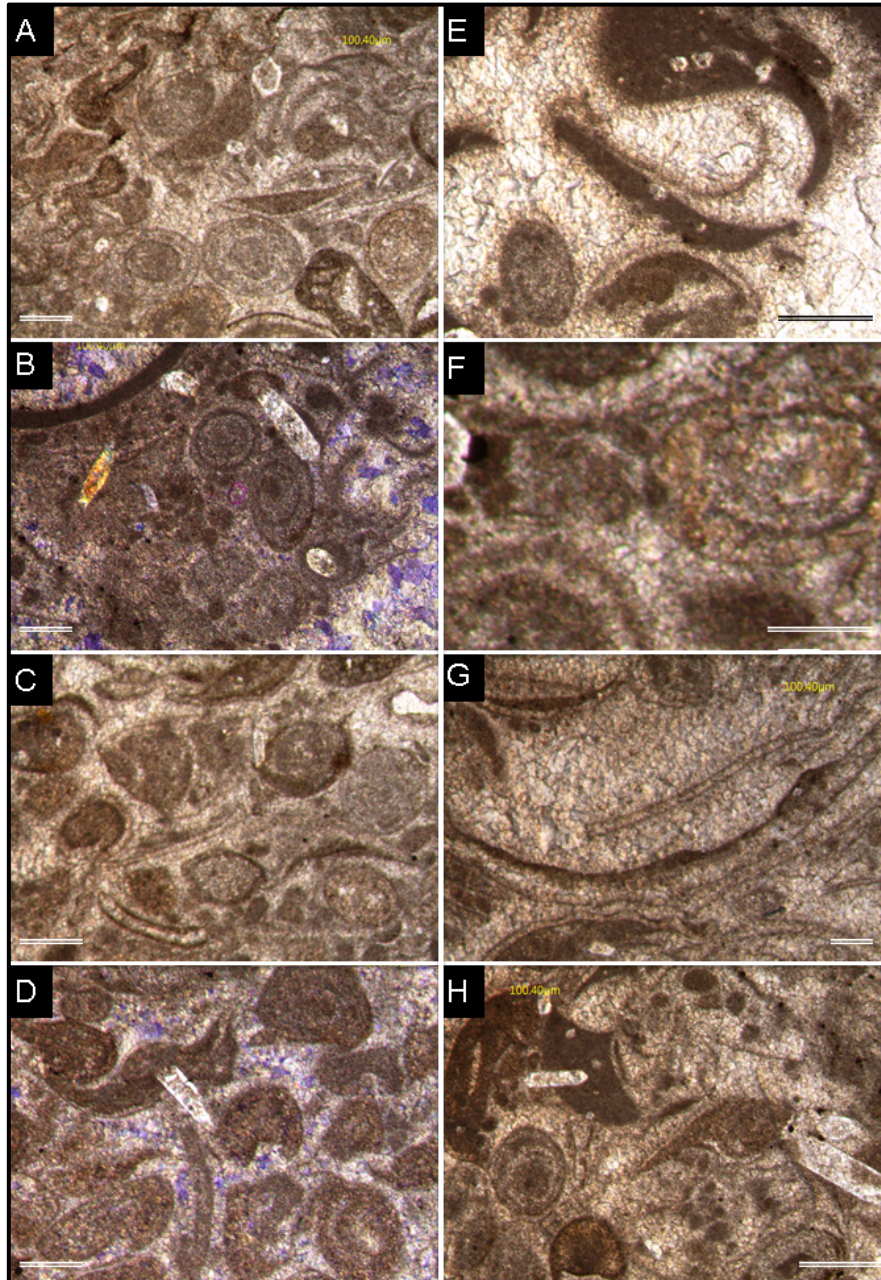


Fig. 50. Microfacies características de las muestras V18 y V24. (A) Grainstone de ooides radiales y granos esqueléticos con cementos geopetales. (B) Grainstones de ooides y bioclastos y cristales aislados de evaporitas. (C) Grainstone de bioclastos pobremente clasificados. (D) Granos esqueléticos micritizados en matriz esparítica, donde se observa el desarrollo de porosidad secundaria (color morado). (E) Fragmento calcáreo con esparita recrystalizada; se observan calciesferas en la zona micritizada. (F) Cementante radial fibroso alrededor de ooides recrystalizados. (G) Filamento uniserial de cianobacteria en matriz de esparita dentro del margen interior micritizado de un bioclasto. (H) Grainstone de ooides radiales, algunos con cementantes radiales y fibrosos, y otros ooides micritizados; también se observan bioclastos recrystalizados y cristales evaporíticos en forma de cuchillo. En todas las imágenes la escala equivale a 100 μm .

Por otra parte, los tapetes microbianos muestreados en las calizas de la FV se caracterizan a nivel de microfábrica por presentar una alternancia de laminaciones convexas granulares apenas distinguibles (Fig. 51). La laminación alternada es irregular en algunos casos, lo que sugiere que algunos precipitados son de origen diagenético que modifican la laminación primaria. También se identificaron texturas regulares de grano medio con laminación alternada que incluye horizontes de anhidrita granular y óxidos ferrosos (Figs. 51A y B). Los tapetes litificados presentan gran variación en su microestructura; ésta variación incluye texturas micríticas densas con fenestras irregulares (Fig. 51C), texturas granulares con mayor variación de tamaños alternando con laminaciones claras de diferentes espesores (Fig. 51D) y texturas peloidales con una laminación alternada más bien burda (Fig. 51E).

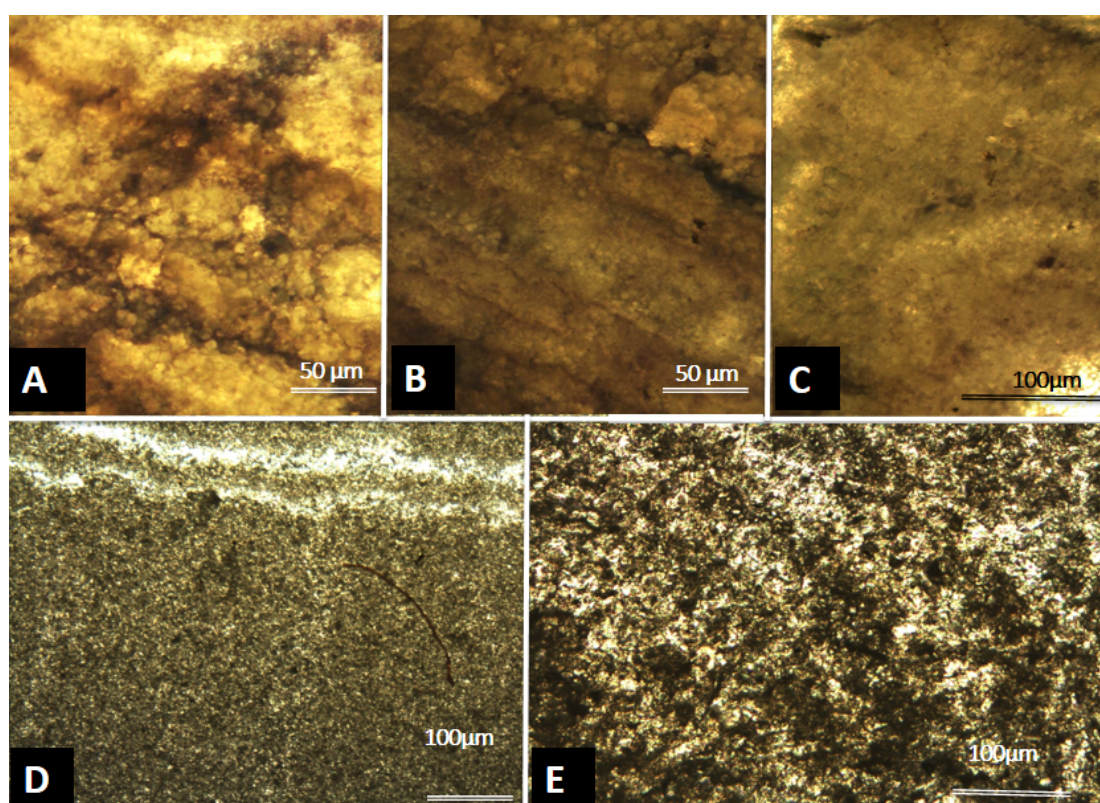


Fig. 51. Microfacies de los Tapetes Microbianos de las muestras V20 y V30. (A y B) Laminación alternada de textura granular donde se observa la estructura euhedral de algunos precipitados y con presencia de horizontes oxidados de aproximadamente 10 μ m de espesor. (C) Textura micrítica irregularmente fenestrada. (D) Textura micrítica con laminación dentada en color claro. (E) Laminación gruesa donde alternan horizontes de peloides y horizontes claros de textura granular.

Otras texturas en los tapetes microbianos corresponden a texturas micríticas, peloidales y laminadas. Diferentes tapetes muestran una laminación gruesa delineada por láminas oscuras de micrita peloidal alternando con láminas claras de esparita (Fig. 52).

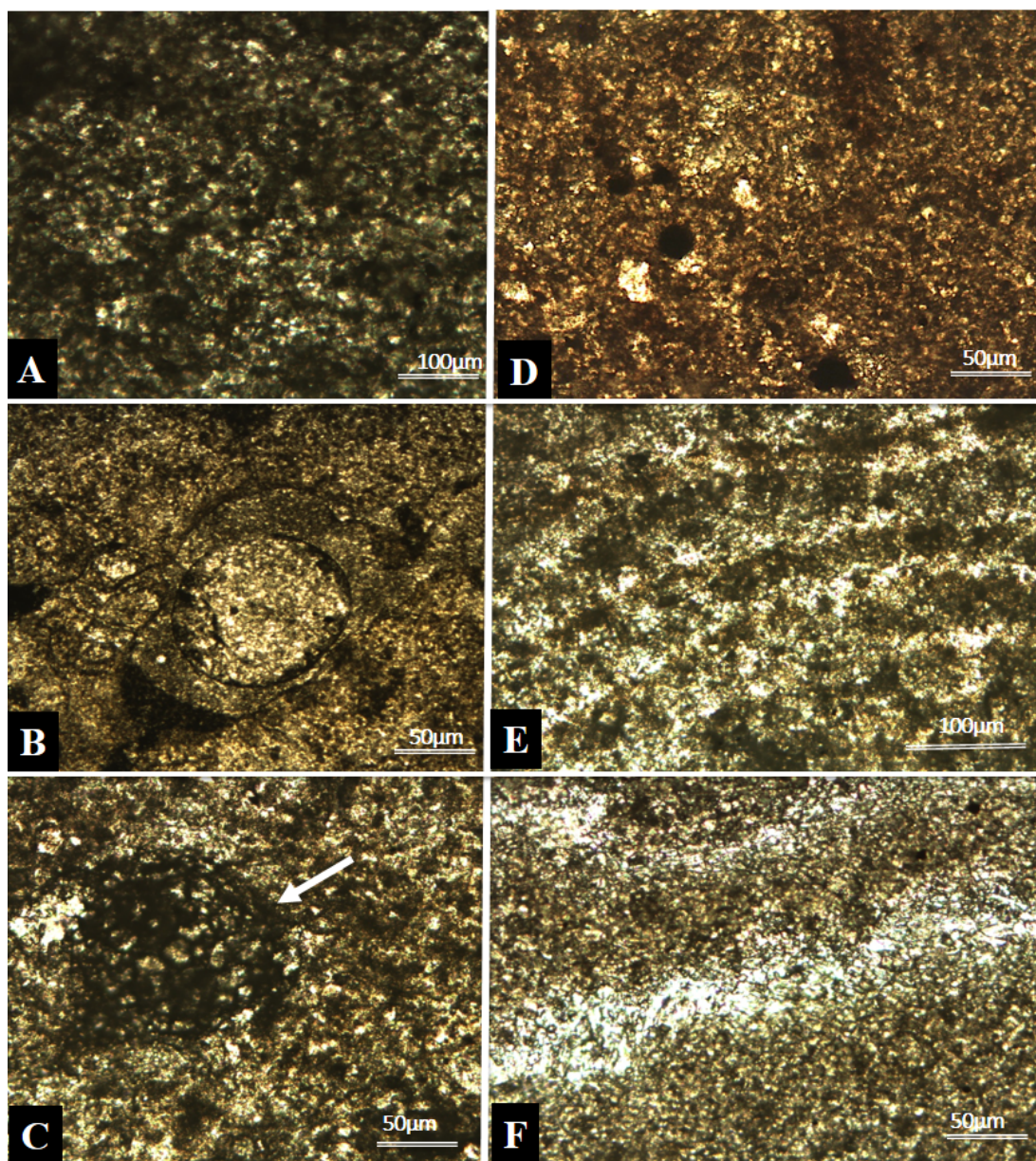


Fig. 52. Microfacies representativas en la Muestra V33. (A) Textura peloidal (B) Microfósil subredondeado de textura peloidal (flecha) cuya superficie muestra una red trabecular. (C) Microfósil de calciesfera con pared discontinua asociada a otros elementos esqueléticos no identificados. (D) Textura de grano fino con inclusiones cristalinas en color claro y peloides esféricos. (E) Laminación alternada de texturas regulares de peloides. (F) Laminación alternada con textura peloidal; la laminación clara presenta precipitados irregulares verticalmente alineados.

La textura fenestrada es uniforme y homogénea, con pequeñas inclusiones angulares y oscuras de cuarzo y otros minerales menores. Cabe señalar que las texturas granulares de los tapetes es también diagnóstica en tapetes evaporíticos de ambientes áridos con cierto influjo clástico. Algunos bioclastos no identificados en la matriz de los tapetes representan bioclastos que pueden corresponder a organismos completos o fragmentados no identificados.

El análisis petrográfico también reveló algunos componentes internos alrededor de bioclásticos, así como las cantidades variables de cuarzo negro subanguloso y angular. Otra de las características petrográficas principales es la presencia de rombos de cristales aislados de dolomita de aproximadamente 70 μm (Fig. 53).

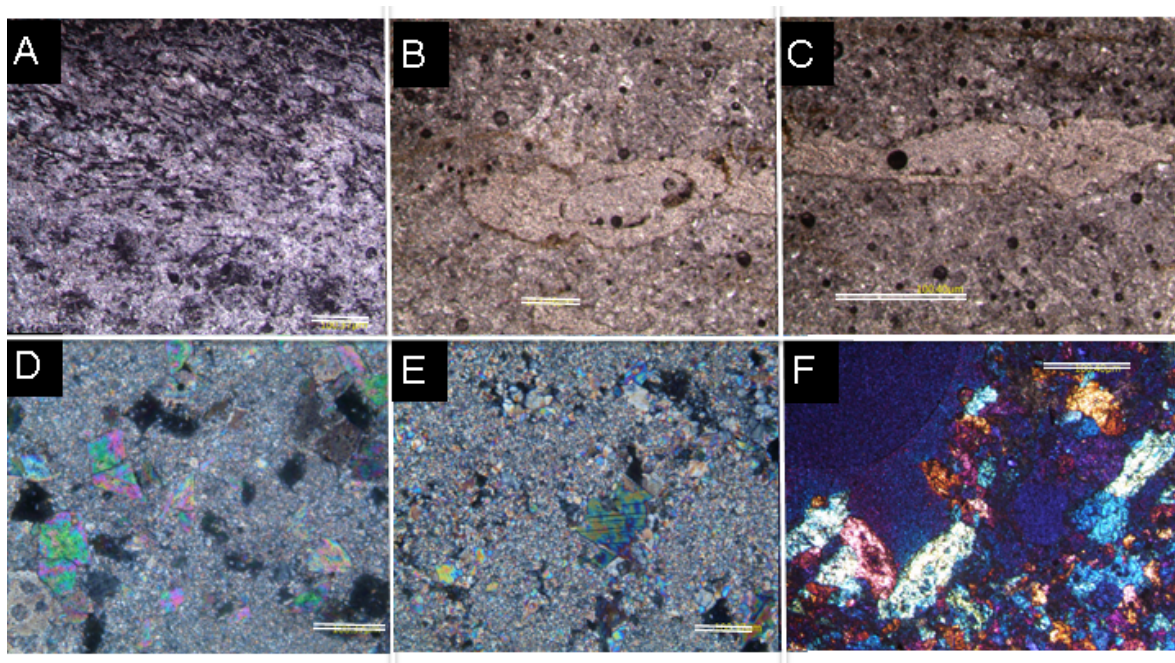


Fig. 53. Microfacies cristalinas de las muestras V27 (A, B y C) y V24 (D, E y F). (A) Texturas regulares con de cuarzo detrítico. (B y C) Bioclastos deformados con morfologías no identificadas. (D) Dolomitización parcial donde se aprecian cristales euhedrales de calcita y dolomita. (E) Presencia de pseudomorfos de evaporitas. (F) Cristales elongados de evaporitas. Escala en A, C y D = 100 μm ; en B y F = 50 μm .

Las microfacies de la última sección de la Formación La Virgen incluyen también texturas grainstones y packstones que alternan con texturas mudstones. En estas muestras las conchas de gastrópodos y la presencia de algas fragmentadas son nuevamente los bioclastos más comunes; además es común la presencia de granos no esqueléticos como ooides y pellets. Adicionalmente se encontraron espinas de equinodermos con diferentes categorías de preservación.

La Fig. 54 muestra la diversidad de microfacies representativas, incluyendo que incluyen grainstones y packstones de bioclastos y granos no esqueléticos (Figs. 54A, B y C), así como mudstones y wackstones (Figs. 54D y E). También se puede observar la presencia de yeso tabular (Fig. 54A), yeso selenítico (Fig. 54D), y fragmentos de conchas con abundantes pellets (Fig. 54E). Las texturas wackstones de pellets y fragmentos de conchas (Fig. 54F), packstones de algas (Fig. 53G), wackstones de espinas de equinodermos y algas fragmentadas (Fig. 54I) y wackstones con fragmentos de conchas y restos de *Choffatella decipiens* son las texturas microfaciales más frecuentes.

Las texturas observadas corresponden a packstones y grainstones de bioclastos micritizados la gran mayoría. El contenido microfacial de estas facies incluye elementos marinos que en orden de abundancia corresponden a fragmentos de pelecípodos, algas calcáreas probablemente pertenecientes a las algas verdes (Dasycladales), gasterópodos completos y en menor proporción fragmentados, foraminíferos planctónicos y espinas de equinodermos, muchas de las cuales muestran la estructura cristalina típica de la calcita.

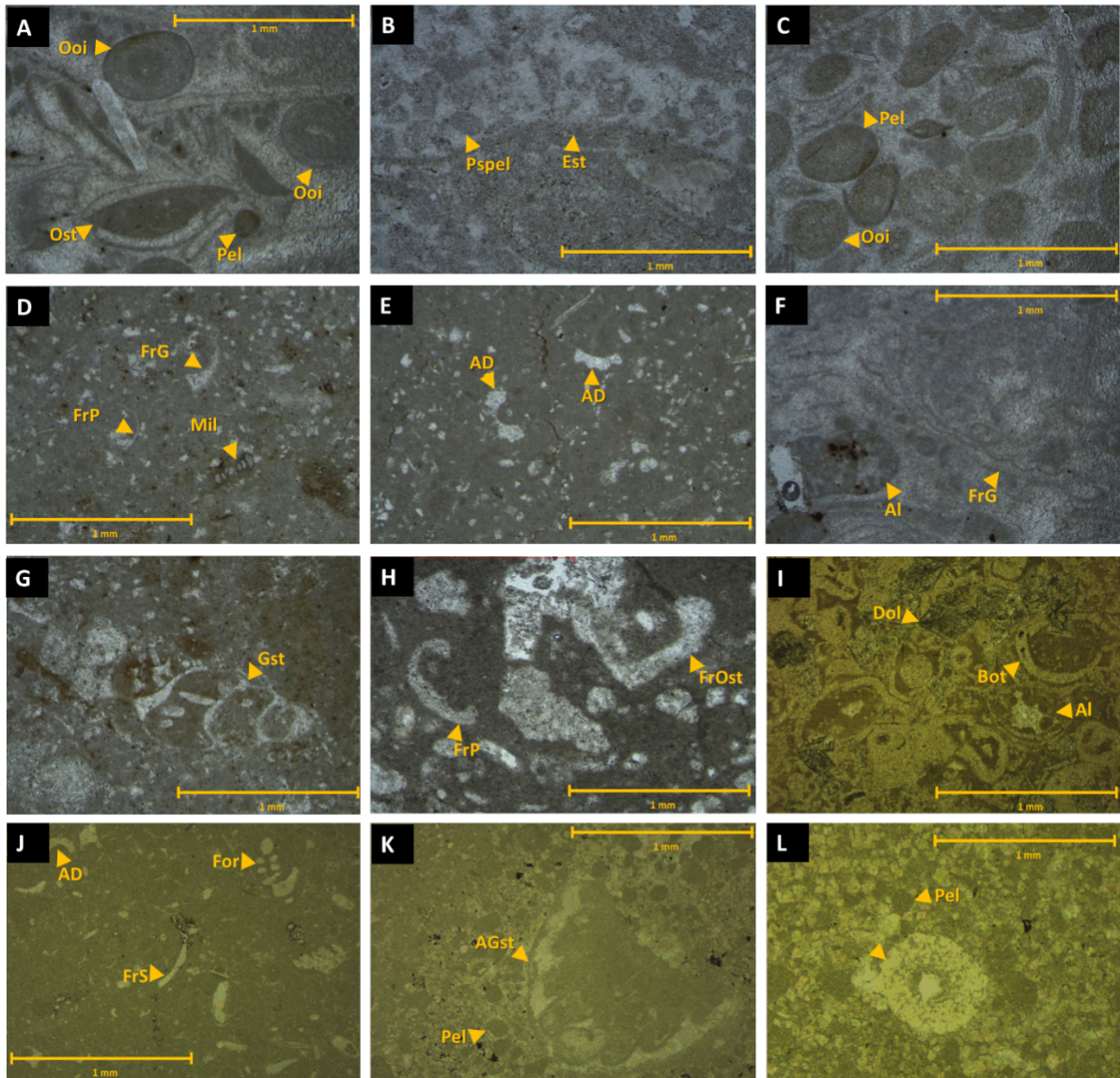


Fig. 54. Microfacies representativas (Muestras V27; V30). Grainstone y Packstone de Bioclastos. (A) Bioesparudita/Rudstone con pellets (Pel), ooides (*Ooi*) y ostrácodos (*Ost*). (B) Biosparudita/Rudstone con crecimientos estromatolítico (*Est*) y pseudopellets (*Pspel*). (C) Pelmicrita/Grainstone con pellets y miliólidos (*Mil*). (D) Biomicrita con fragmentos de gasterópodos (*FrG*), miliólidos (*Mil*), y pelecípodos (*FrP*). (E) Biomicrita con fragmentos de algas verdes (*AD*). (F) Biomicrita/Packstone con fragmentos de gasterópodos y algas. (G) Biomicrita con gasterópodos. (H) Biomicrita/Packstone con fragmentos de pelecípodos y ostrácodos. (I) Bioesparita/Packstone con pellets, algas y cristales, crecimiento brotoidal de dolomita. (J) Biomicrita/Wackstone con fragmento de conchas y foraminíferos plantónicos. (K) Biomicrita/Floatstone con pellets y fragmentos de gasterópodos (*AGst*). (L) Bioesparita/Packstone con pellets (*Pel*) y una espina de equinodermo. Escala = 100 μ m.

En las muestras analizadas en la parte superior de la Formación La Virgen se observaron algunos elementos esqueléticos que se pueden interpretar como serpúlidos, además de alóctonos de espinas de equinodermos (Figs. 55A y C). Los serpúlidos son poliquetos que construyen un tubo calcáreo en el que habita el organismo, con un extremo abierto coronado por tentáculos para alimentación y respiración. En estudios de microfacies y al igual que los sabélidos, han recibido muy poca atención en la literatura paleontológica.

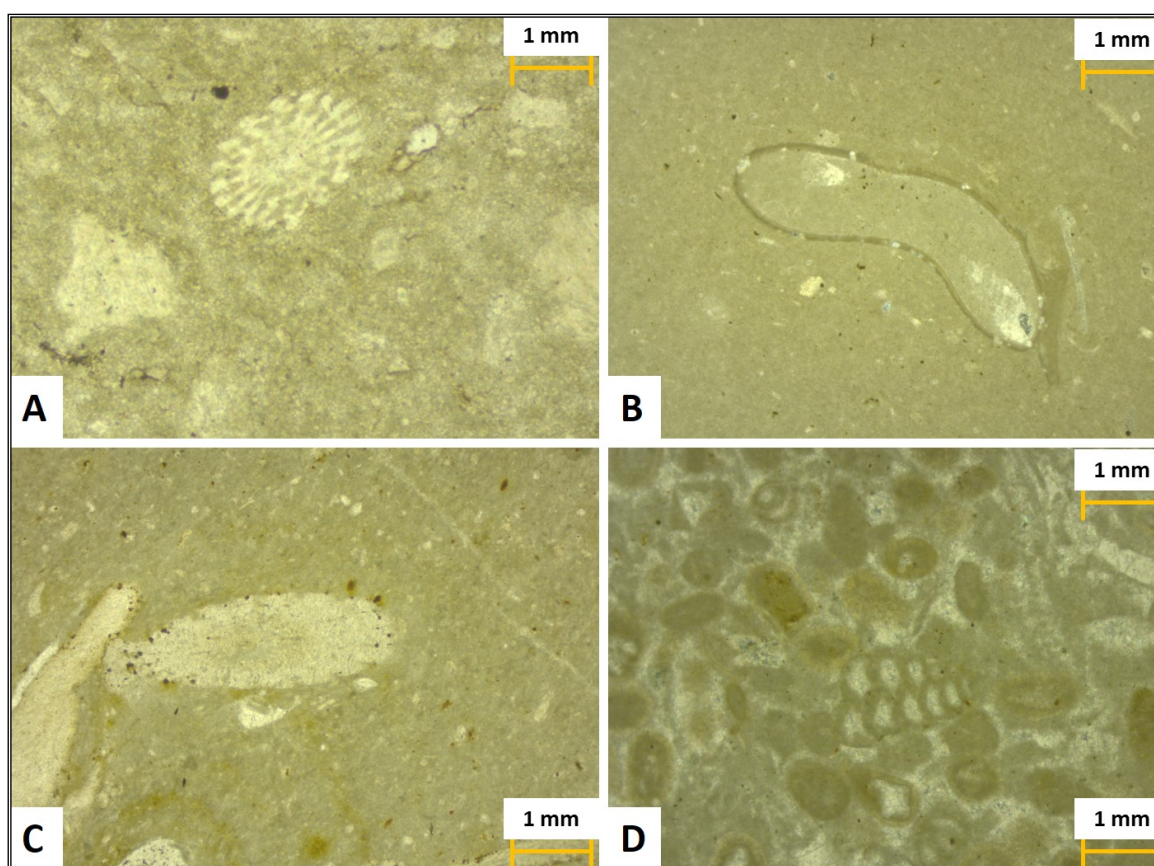


Fig. 55. Microfacies representativas de las muestras C3 y C4. **(A)** Bioesparita, donde se observa en sección transversal una espina de equinodermo. **(B)** Floatstone que muestra en corte longitudinal oblicuo la morfología de un serpúlido. **(C)** Biomicrita/Mudstone con espinas pobremente preservadas de equinodermos. **(D)** Bioesparita/Grainstone con pellets y foraminíferos.

La comparación morfológica del serpúlido indica una gran similitud con un sabélido corresponde a la especie *Glomerula* cf. *serpentina*, caracterizada por presentar un tubo delgado, sumamente largo y convoluto como se ilustra en la Fig. 55B.

Otros conjunto de microfacies muy diversas se encuentran en las rocas de la parte superior del perfil muestran microfacies con texturas que incluyen microfacies más diversas, muchas de las cuales están alteradas por diagénesis (Fig. 56).

Estas microfacies están constituidas por crecimientos microbianos que forman bindstones muy localmente y con espesores muy modestos, pero importantes a nivel de microfacies (Fig. 56A). Otras texturas incluyen calizas alteradas y recrystalizadas con calcita espática (Fig. 56B) y texturas micríticas donde se observa porosidad fenestral (Fig. 56C). Se observaron texturas recrystalizadas donde se pueden reconocer bioclastos micritizados en asociación con cristales evaporíticos en texturas deformadas o alteradas (Figs. 56 D, E y F). Es común la presencia de grandes cristales aislados de dolomita (Fig. 56G), texturas de floatstones de gasterópodos o constituidos por fósiles de mayor tamaño, y con la presencia secundaria de microfósiles de miliólidos y otros elementos no esqueléticos como son los pellets. La alteración del interior de algunos fósiles incluye micritización y neomorfismo agradante (Fig. 56H). También se encontraron restos de *Choffatella decipiens* en conjunción con restos calcáreos angulosos (Fig. 56I). Otros elementos no esqueléticos presentes son los granos envueltos o cortoides, que se forman por bioerosión de conchas hacia el interior, creando sobres de micrita destructivos que se hacen evidentes por micritización secundaria (Fig. 56J). La recrystalización a calcita espática es evidente en el interior de los fósiles relativamente grandes (Figs. 56 K y L).

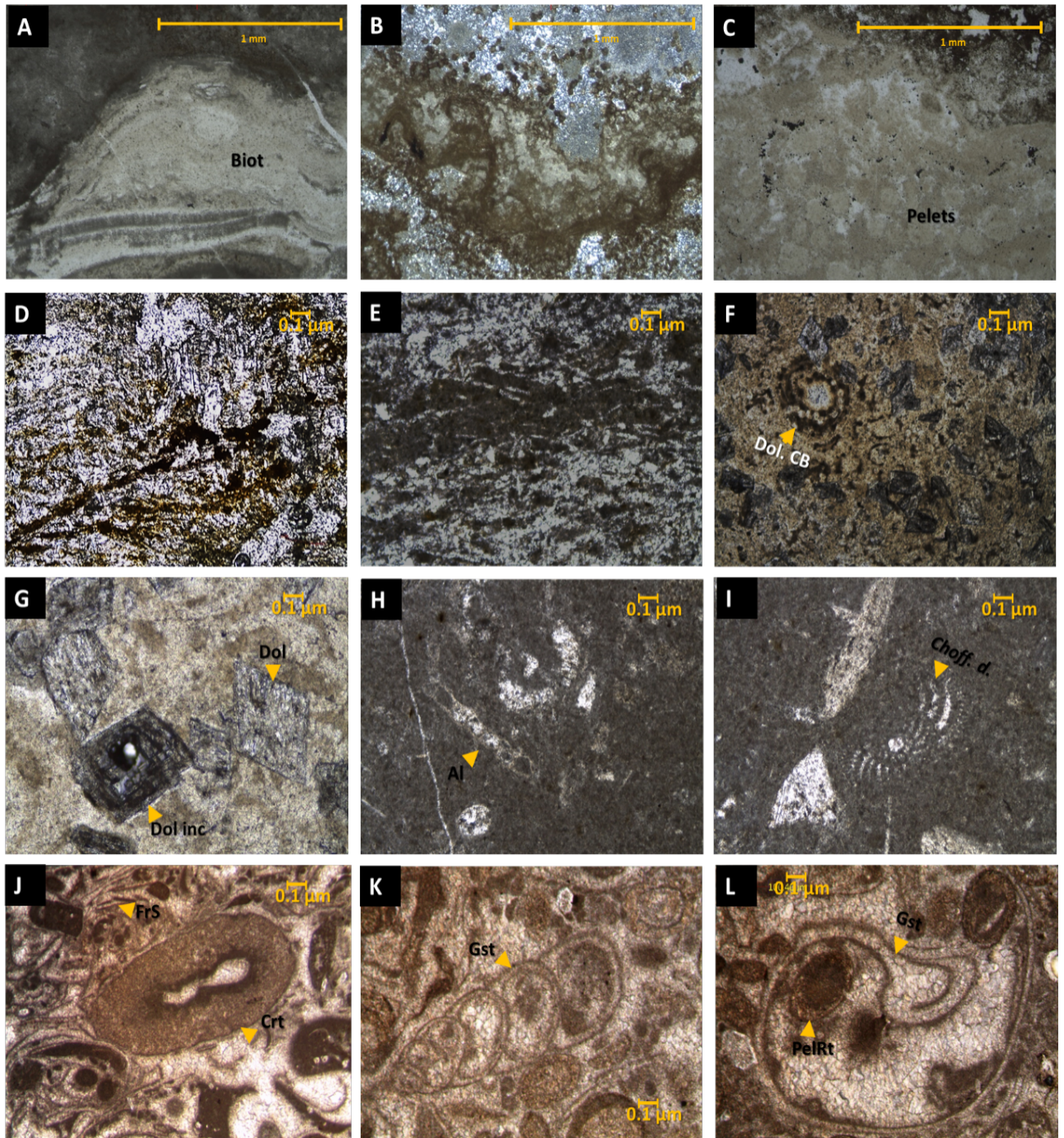


Fig. 56. Microfacies de las calizas de la parte superior del perfil sedimentario (muestras C5 y C6). (A) Boundstone con fragmentos de tapetes microbianos (*bio*). (B) Cristales amorfos probablemente de apatita en matriz esparítica. (C) Pelesparita/Packstone con pellets y pseudopellets. (D) Yeso selenítico. (E) Pelesparita/Wackstone con fragmentos de conchas micritizadas y pellets. (F) Pelesparita/Packstone con fragmentos micritizados de algas y algunos cristales de dolomita (flecha). (G) Micrita compuesta de cristales de dolomita, algunos de estos cristales tienen inclusiones (*Dol. Inc*). (H) Biomicrita/Wackstone con fragmentos de espinas equinodermos y algas. (I) Biomicrita/Wackstone con *Choffatella decipiens* y fragmentos de conchas. (J) Grainstone de bioclastos micritizados y de granos envueltos. (K) Pelesparita/Grainstone de gasterópodo (*Gst*). (L) Bioesparudita con cementos geopetales y neomorficos.

La sig. Tabla agrupa los componentes principales a nivel de microfacies (Tabla III) donde la descripción básica de cada una de las muestras se compara por su contenido de componentes principales (esqueléticos, elementos no esqueléticos y aloquímicos principales). Con la integración de esta información, es posible inferir los paleoambientes probables de depósito de estas evaporitas y carbonatos.

Tabla III. Microfacies dominantes del perfil de Potrero de La Virgen. Se indican los principales componentes de acuerdo a la Microfacies estándar (SMF) y a FZ= Cinturón de Facies y al contenido identificado petrográficamente (principales componentes fósiles tales como pellets, pseudopellets, ooids, algas, ostrácodos y fragmentos de invertebrados).

NUM.	MUESTRA	COMPONENTES	FOLK/ DUNHAM	SMF	FZ
1	V1	Esparita, con anhidrita, pellets, ooides y ostrácodos	BIOESPARUDITA / RUDSTONE	21	8 y 9
2	V4	Esparita, cristales de anhidrita y biotita, pelecípodos y ostrácodos	BIOMICRITA / PACKSTONE	19	8
3	V5	Esparita, con microdolomita	ESPARITA	ANHIDRITA	ANHIDRITA
4	V7	Esparita, con cristales de anhidrita y estromatolitos	ESPARITA/ MICRITA	19	8 Y 9
5	V10	Esparita, cristales de anhidrita y calcita, con pellets	BIOESPARUDITA/ FLOATSTONE	16	8
6	V14	Esparita, microdolomita con anhidrita, biotita y calciesferas	BIOESPARITA C/BIOCLASTOS	25	8
7	V18	Esparita, con anhidrita con pellets y algas	BIOESPARUDITA/ FLOATSTONE	21	8 y 9A
8	V20	Micrita, con cristales de dolomita y anhidrita, con miliolitos	BIOMICRITA/PACKSTONE	8	7
9	V24	Esparita, con cristales de anhidrita y calcita, con ostrácodos	BIOESPARITA/ PACKSTONE	ANHIDRITA	ANHIDRITA
10	V27	Esparita, con cristales de calcita y biotita con pellets	PELLETMICRITA/BIOCLASTOS	16	8
11	V30	Esparita, con dolomita y cristales de cuarzo con algas	BIOESPARUDITA/RUDSTONE	18	8
12	V33	Esparita, con cristales de anhidrita, calcita y biotita, con algas y pellets	BIOESPARUDITA/ FLOATSTONE	20	8
13	C1	Esparita, con anhidrita, estromatolitos y pellets	BIOESPARUDITA/ FLOATSTONE	19	8
14	C3	Micrita, con anhidrita y cristales de calcita con gasterópodos	BIOMICRITA/ FLOATSTONE	9	7
15	C5	Esparita, con anhidrita	ESPARITA	ANHIDRITA	ANHIDRITA
16	C6	Micrita, con cristales de dolomita y anhidrita, con fragmentos de pelecípodos y ostrácodos	BIOMICRITA/ PACKSTONE	19	8 y 9

Algunas microfacies se relacionan más con un modelo de rampa carbonatada en esta localidad, por lo que es probable que en esta área las condiciones paleogeográficas hayan condicionado un ambiente de tidal flat mucho asociado a una rampa homoclínica y no a una plataforma con margen arrecifal.

4.3 Modelo de Depósito

Las microfases se describieron y determinaron según las propuestas de Dunham (1962), Folk (1959, 1962), Wilson (1975) y Flügel (1982, 2004). La integración de la información microfásica representadas en el perfil estratigráfico de Potrero de Menchaca y de la localidad de Potrero de La Virgen derivó en un modelo de depósito. La determinación de este modelo es importante para realizar la interpretación del paleoambiente de esta área concreta (Tabla III).

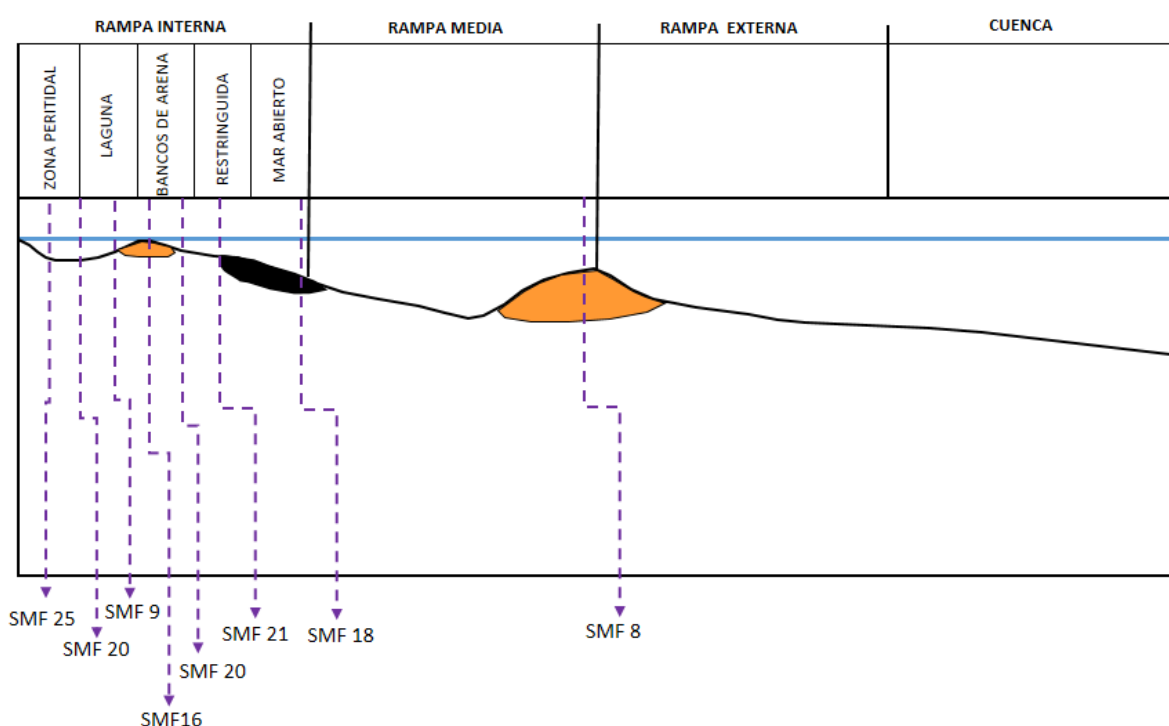


Fig. 57. Modelo de depositación propuesto para los Potreros de Menchaca y La Virgen según las microfases dominantes.

Aunque tentativamente los resultados se unifiquen en el Modelo de la Fig. 57, es posible que se puedan contemplar otros modelos alternativos para cada localidad analizada en la Formación La Virgen.

CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN

Tanto la litología, las facies y el análisis de microfacies indican que hubo ambientes transicionales adjudicados a las constantes fluctuaciones del nivel del mar entre La Mula y La Virgen y entre ésta y la Formación Cupido. La gran variabilidad de texturas en las evaporitas de la Formación La Virgen sugieren condiciones de depósito muy variables a las que los procesos diagenéticos preservaron de manera diferencial. Inclusive la presencia localizada de cristales de dolomita en determinadas facies indica que acompañadas a las fluctuaciones eustáticas en esta región, hubo cambios en la salinidad y posiblemente en las condiciones climáticas. También la presencia puntual de pedernal indica condiciones diagenéticas que probablemente incluyen la influencia de aguas meteóricas (Alonso-Zarza *et al.*, 2002; Goldberg *et al.*, 2011;) La gran variación petrográfica también se reflejó en la variación química de elementos mayores y menores.

Aunque la secuencia de La Virgen preserva estructuras sedimentarias de desecación de origen biológico como son los tapetes microbianos litificados, sus dimensiones y distribución es limitada. Aún así, son estructuras sedimentarias primarias que ayudan a inferir cierto tipo de sub-ambientes. En Potrero de Menchaca se identificaron tapetes pseudolumnares de poco espesor (5 cm de altura) y con poca extensión lateral. La presencia de tapetes microbianos, aunque fuera de manera transitoria, es indicativa no solo de condiciones de intermarea o supramarea, sino de aridez y exposición área donde ocurrió la precipitación puntual de evaporitas, como ocurre en los sabkhas. Sin embargo la extensión y el espesor de éstos son muy pequeños en comparación con el extenso depósito de evaporitas de LV, ya que hubo una amplia gama de condiciones ambientales y paleogeográficas que concurrieron durante el depósito de las evaporitas de la Formación La Virgen.

Además del Golfo Pérsico, existen pocos ejemplos fósiles de sabkhas fósiles en el registro sedimentario. Los ejemplares fósiles más notables se encuentran las evaporitas Zechstein del Pérmico (Tucker, 1981; Bell, 1996; Zhang *et al.*, 2013) y las evaporitas del Mioceno en el evento mundialmente conocido como la crisis Messianica en la región del Mediterráneo (Ryan, 2008; Doogen *et al.*, Bache *et al.*, 2009; García-Castellanos, 2011) que cubre una superficie considerable y una secuencia vertical de carbonatos, yeso/anhidrita halita y sales potásicas que abarcan hasta los 2 km de altura. Sin embargo, estos ejemplos fósiles son realmente extensos y son de probado origen marino (Wade y Brown, 2006). En cambio en La Virgen la extensión de las evaporitas es relativamente pequeña aunque el grosor de la formación, es decir, la duración en millones de años puede abarcar hasta más de 20 Ma.

Las secuencias de yeso laminado con carbonatos, margas y arcillas a pequeña escala son frecuentes en el registro sedimentario de depósitos antiguos y actuales (Truc, 1980; Sanz-Montero *et al.*, 1994). Se han reportado estas litofacies de yeso laminado en muchas localidades alrededor del mundo, y las que se reportan en esta tesis presentan un aspecto que muy similar a las que ocurren en la Cuenca Madrid (Sanz-Montero *et al.*, (1994) y a las de la Cuenca de Cankiri-Corum en Turquía (Truc, 1980). Una dificultad adicional es la determinación de la profundidad del depósito salino. En este caso la generación de tapetes microbianos litificados en varios puntos a lo largo del perfil vertical es una evidencia de que constantemente había fluctuaciones en el nivel del mar y se oscilaba entre la zona de mareas y de supramareas. Además, el hecho de que muchas de las secuencias en la Formación La Virgen parecen ser cíclicas y el espesor de los estratos relativamente angosto puede estar indicando las constantes fluctuaciones que típicamente ocurren en la zona de intermareas.

Por otra parte, además de la distinción entre ambientes de depósito marino y no marinos, es importante considerar aquellos tipos de ambientes carbonato-silicilásticos mixtos que son comunes en casi todo el Fanerozoico, también referidos en la literatura como sucesiones transicionales de ambientes mixtos carbonato-siliciclásticos (Schreiber, y Tabbakh, 2000). En estos depósitos ocurre una mezcla interdigitada entre facies carbonatadas y facies siliciclásticas produciendo variaciones espaciales y temporales en el depósito de evaporitas, carbonatos y margas. A un nivel más global, Stanley y Hardie (1998) han sugerido que los cambios en la composición química están directamente relacionados con las tasas de expansión del piso oceánico. Otros factores a considerar para la interpretación de facies es que las condiciones marinas que dieron lugar a los depósitos evaporíticos fueron muy dinámicas y pudieron haber cambiado con el tiempo.

A nivel micropaleontológico, las calizas de la Formación La Virgen está caracterizado por un ensamble microfósilífero compuesto básicamente por tres especies de protistas. Estos microfósiles corresponden a dos especies de foraminíferos bentónicos y un alga calcárea, todos reportados por primera vez en esta formación. En orden de abundancia son: *Choffatella decipiens*, *Charentia* sp., y el alga *Thaumatoporella parvovesiculifera* respectivamente. Estas tres especies forman parte de ensambles microfósilíferos definen el límite bioestratigráfico entre el Barremiano-Aptiano en la provincia del Tethys y en otras localidades del Cretácico Inferior (Taherpour, 2014).

La presencia de *Thaumatoporella parvovesiculifera* se identificó a partir de un morfotipo conformado por un par de hileras poligonales, pero sólo es uno de los varios morfotipos que normalmente se asignan a esta especie (Schlagintweit, 1992), ya que es un microfósil que no exhibe una morfología específica (Schlagintweit, 1992; Schilwenwright *et al.*,

2013). La preservación de varias morfologías a lo largo de su ciclo vital (Schilwenwight y Velic, 2011; Schilwenwight y Velic, 2012) indica que esta alga tiene un complejo ciclo de vida (Schlagintweit, 2012). Se ha reportado que *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) incluye formas calcáreas en forma de cavidades redondeadas, frecuentemente rodeadas por una pared de células poligonales alineadas. Esta gran variabilidad morfológica complica su pronta identificación en muchos estratos del Cretácico (De Castro, 1990). Por esta razón las primeras descripciones inclusive la incluyeron dentro del grupo de los foraminíferos, ya que puede encontrarse como un organismo planctónico de vida libre o como un alga bentónica viviendo sobre un sustrato rocoso (Schlagintweit, 2012).

Thaumatoporella parvovesiculifera (RAINERI) está representada ampliamente en rocas cuya edad abarca del Triásico Superior hasta el Paleoceno Inferior (Tamil *et al.*, 1988), y habita principalmente las zonas más someras, aunque también se ha reportado en facies distales de rampas y del margen externo de plataformas (Olszewska, 2010; Pleş *et al.*, 2015). Característicamente forma parte de ensambles microfósilíferos correspondientes a zonas de plataforma interna, aunque también se encuentra en facies lagunas lodosas en asociación con *Charentia* sp. (Pleş *et al.*, 2015). *T. parvovesiculifera* generalmente se encuentra asociada a otras algas del género *P. incrustata* del Jurásico Superior de Iraq al igual que con *Polygonella* (Johnson y Kaska, 1965; Schlagintweit, 2013; Schlagintweit 2016), un morfotipo dentro del cual se incluyeron originalmente los morfotipos de *Thaumatoporella p.* (Tamil *et al.*, 1988).

Choffatella decipiens se ha reportado para ambientes de aguas marinas someras en las facies de las Formaciones Drusberg y Schrattenkalk (Salomon, 1989) y es un elemento

bioestratigráfico común en el Cretácico de Austria y Albania (Bodrogie, 1989; Peza, 1989; Salomon, 1989). *Choffatella decipiens* también es común en sedimentos de la Formación Belzyce del Oxfordiano Superior y del Kimmeridgiano Inferior en Lublin Upland, Polonia (Olszewska, 2010); así como en carbonatos perimareales del Barremiano-Aptiano en la Formación Oman y en la Formación Antromero en Asturias, España (González-Fernández *et al.*, 2014). También está presente en diversas facies de plataformas someras en la Cuenca Petrolífera de Zagros (Irán), en sedimentos de la Formación Fahluyan (Hosseini y Conrad, 2008), en la biozona al Norte de Abad en el Aptiano en la Formación Darivan (Abyat *et al.*, 2016; Abedpour *et al.*, 2016; Afghah, 2016), y en las planicies de Rumania del Aptiano Inferior (Neagu y Cirnaru, 2004), entre muchas otras localidades. La asociación de microfósiles en los depósitos del Berriasiano-Barremiano en Zagros está conformada también por *Choffatella decipiens* con otro género distintivo conocido como *Praechrysalidina (Dockhania) infracretacea* Luperto Sinni (Bover-Arnal *et al.*, 2015; Abyat *et al.*, 2016). También se ha reportado en varias formaciones de la Cuenca de Cantabria del Cretácico Inferior en España (Schlagintwei *et al.*, 2016).

En México, la presencia de *Choffatella decipiens* junto con otros foraminíferos Orbitolínidos ha sido reportada para el Aptiano Tardío en la Formación Acahuizotla (Ontiveros, 1973). También se ha observado junto con una asociación de foraminíferos bentónicos conformada por *Palorbitolina lenticularis*, *Glomospira urgoniana*, *Melathokerion valserinensis*, *Istriloculina elliptica* y *Pseudocyclammina* sp., en rocas calizas en Chilacachapa, Guerrero (Omaña y Alencáster, 2009). Adicionalmente, existe un reporte de *Choffatella decipiens* asociada con *Palorbitolina lenticularis*, *Glomospira urgoniana*, *Pseudocyclammina* sp., *Istriloculina eliptica*, *Ammovertellina* sp. y

Lenticulina sp.; este ensamble de microfósiles se ha descrito en carbonatos arrecifales del Aptiano Inferior, cerca de arcos magmáticos en Chilacachapa al noroeste de Guerrero (Omaña *et al.*, 2012). Varios trabajos previos (Wilson, 1999; Lehmann *et al.*, 1999; Murillo-Muñetón y Dorebek, 2003; Barragán-Manzo y Díaz-Otero, 2004) ya habían reportado *Choffatella decipiens* en la Formación Cupido; adicionalmente Eguiluz de Antuñano (2011) también identificó la presencia de *Choffatella decipiens Schlumberger* en facies de la Formación Cupido, justo después del contacto con la Formación La Peña. Característicamente se le asigna una edad del Barremiano (Khodashenas *et al.*, 2014).

Por otra parte, la presencia de *Charentia* sp. ha sido descrita en estratos de Cenomaniano como un género ampliamente distribuido en Europa, aunque su rango temporal que abarca desde el Hauteriviano hasta el Cenomaniano (Schlagintwei, 2013; Schlagintwei *et al.*, 2016). Este microfósil característico de secuencias del Barremiano-Aptiano, se ha asignado a facies de rampas interiores, de lagunas submareales dominadas por facies micríticas (Granier *et al.*, 2017), especialmente en ambientes protegidos de lagunas lodosas, donde la circulación no es tan dinámica (Flügel, 2004), o en ambientes con baja turbulencia y lodos de lagunas restringidas (Hosseini y Hassani, 2015). No obstante, también se encuentra en otras asociaciones de foraminíferos derivados de facies (packstones y grainstones) de alta energía, y en paleoambientes de plataforma interna (Pleş *et al.*, 2015). Aunque la diversidad y abundancia realmente son bajas, los restos de *Charentia* sp. ayudan a definir ensambles microfosilíferos típicos de zonas o subambientes de transición, especialmente de facies transicionales siliciclástico-carbonatadas (Gutierrez-Alejandro *et al.*, 2017). Las tres especies de microfósiles identificadas en este perfil se encuentran asociados a fragmentos de algas calcáreas y a conchas de moluscos como bivalvos y gastrópodos. El análisis de microfacies indica que

las texturas dominantes corresponden a grainstones y packstones de moluscos, algas fragmentadas y en ocasiones cortoides. La presencia de algas verdes (dasycladaceas) indican un ambiente marino costero (Granier *et al.*, 2017) que puede incluir los ambientes transicionales, mientras que los miliólidos pueden ser muy abundantes en ambientes marinos de poca profundidad, incluyendo ambientes sublitorales de la parte externa (Wilson *et al.*, 1993). También la abundancia de ooides y pellets indican zona de alta energía (área de oleaje), donde las partículas son micríticas redondeadas o de forma elíptica (Tucker *et al.*, 2003).

La comparación entre las microfacies del ensamble fosilífero entre Potrero de Menchaca y Potrero de La Virgen muestra diferencias en las texturas: mientras que abundan las texturas wackestone en Potrero de Menchaca y los tapetes microbianos son relativamente más grandes y frecuentes, en Potrero de la Virgen las facies de packstones y grainstone con bioclastos de mayor tamaño y más re TRABAJADOS son relativamente más comunes; los tapetes microbianos son más evaporíticos y más pequeños. Además en Potrero de la Virgen la abundancia de grainstones y packstones indican condiciones de alta energía, donde abundan los bioclastos, granos y aloquímicos de origen marino costero.

En general, los resultados más relevantes como la ocurrencia y morfología de los tapetes, las asociaciones de microfósiles en la transición La Mula-La Virgen y la presencia de conchas de invertebrados cada vez más frecuentes en la localidad de Potrero de la Virgen y su contacto con Cupido, sugieren que los ambientes de sabkha se desarrollaron más proximales a la localidad de Potrero de Menchaca, mientras que las facies con mayor influencia de la plataforma arrecifal de Cupido sean las que se exponen en Potrero de la Virgen. Es probable que durante la transgresión del Barremiano en la Formación La

Virgen (Eguiluz de Antuña, 2011), hayan existido periodos de desecación intermitentes que alternaban con periodos de mareas a nivel intermarea y supramarea; estas condiciones permitieron el establecimiento de tapetes microbianos durante periodos muy cortos geológicamente. Posteriormente bajo condiciones transgresivas más estables o debido a la formación de un mar epicontinental, pudo haber ocurrido una colonización masiva del sustrato (como lo muestra la Fig. 29 en las calizas del contacto superior con la Formación Cupido en Potrero de Menchaca).

Aún cuando ambas localidades estén muy cercanas geográficamente, la paleogeografía indica para el Barremiano del noreste de México, Potrero de la Virgen tenía una cercanía mayor con el Bloque de Coahuila, con la Isla de la Mula y la Isla Monclova, mientras que Potrero de Menchaca estuvo más cercano al borde de plataforma de Cupido. Aunque en Menchaca el aporte de terrígenos pudo ser mayor por esta influencia paleogeográfica, el análisis de microfácies indica que en esta localidad se desarrollaron condiciones de laguna restringida. Los resultados sugieren que la transición entre La Virgen y Cupido para esta área estuvo condicionada por cambios eustáticos continuos pero de muy corta duración geológicamente. Probablemente la Formación La Virgen en ambas localidades estudiadas, se depositó en condiciones ambientales variables y subambientes diferentes, a pesar de ser geográficamente cercanas; mientras que en Potrero de Menchaca se concentran facies de laguna restringida por un desarrollo arrecifal en parches, en Potrero de La Virgen, dada la abundancia de grainstones y el tipo de texturas y bioclastos, probablemente se generaron tidal flats más abiertos en continuidad con una rampa muy somera.

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES

1) *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) al igual que *Charentia* sp. es reportada por primera vez para la Formación La Virgen en este trabajo, y en general, en calizas cretácicas del noreste de México. En contraste a *Choffatella decipiens* que ya desde 1976 fue reportada por Wilson y Piali (1977). Sin embargo, la presencia de *Chofatella d.* para la Formación La Virgen también constituye el primer reporte.

2) La presencia de tapetes litificados en zonas muy discretas y puntuales indican zonas de intermareas y en algunos casos, ambientes de supramareas. Algunos morfotipos filamentosos se identificaron en texturas grainstone de los carbonatos. En contraste, la textura granular de los tapetes y la escasa ocurrencia de textura fenestrada sugiere que la microbiota constructora de los tapetes puede ser comunidades completamente anaerobias y no cianobacterias.

3) Las facies siliciclásticas de La Mula se asumen depositadas en un ambiente marginal marino durante un periodo de alto en el nivel del mar como un ambiente de sabkha o de laguna restringida, donde predominan las micrfacies de mudstones con ensambles constituidos básicamente por asociaciones de miliólidos, algas calcáreas y bioclastos de gasterópodos. Aquellas facies que presentan lutitas finas como mudstones corresponderían no a las facies más profundas sino a un régimen de energía relativamente bajo como ocurre en lagoonas restringidas. En contraste, las facies carbonatadas con predominancia de microfacies grainstone constituidas por ensambles de bioclastos de bivalvos, foraminíferos y espinas de equinodermos, ooides alterados ya sea por recristalización o micritización, indican condiciones ambientales con un régimen relativamente mayor de energía. Tales microfacies se identifican con áreas menos restringidas como *tidal flats*, donde hubo evaporación y

desección marginal entre costa y la interfase agua sedimento y se desarrollaron las morfologías observadas de tapetes microbianos. Bajo estas condiciones ambientales se pudieron haberse formado en una rampa suave homoclinal ya que así lo sugieren los cambios de facies observados.

4) Las estructuras sedimentarias preservadas como la laminación, los pseudomorfos de evaporitas, la textura fenestrada y las estructuras de desecación que muestran las facies evaporíticas también indican condiciones de supramarea. Más aún, otras estructuras como algunas estructuras de desecación y la presencia de *Ophiomorpha* sp., y especialmente *Thalassinoides* sp. indican un ambiente no sólo más somero sino más continental.

5) La ciclicidad de litologías entre carbonatos- margas -yesos y anhidrita y la misma variación en colores, espesor y estructuras también sugieren condiciones oscilantes que reflejan las constantes fluctuaciones del nivel del mar, con una probable variación en el contenido de materia orgánica y detríticos, dada la gran variación en colores de las evaporitas.

6) Las secuencias evaporíticas de la Formación La Virgen permiten concluir que se trata de facies de laguna marginal con circulación restringida en Potrero de Menchaca, probablemente con una orientación de sotavento (leeward); en cambio, la localidad de Potrero de la Virgen probablemente se depositó en un ambiente de sabkha dentro de una rampa homoclínica muy somera generada a consecuencia de la transgresión marina.

7) Aunque la Formación La Virgen hay una notable de fósiles de mar abierto como amonites y foraminíferos planctónicos, hay microfósiles de foraminíferos bentónicos, algas calcáreas y gasterópodos aún por determinar taxonómicamente que identifican este ambiente extremo del Cretácico donde principalmente proliferaban las comunidades microbianas bentónicas en la interfase agua-sedimento.

CAPÍTULO 7. RECOMENDACIONES

Estos resultados sugieren que un muestreo de macro y microfacies de mayor resolución podría documentar los cambios de facies y su relación con las facies evaporíticas de La Virgen para delimitar con mayor detalle la paleogeografía de la laguna arrecifal en esta área en estudios posteriores.

Un aspecto difícil de interpretar en secuencias sedimentarias de evaporitas es que la diferencia entre evaporitas marinas y evaporitas no marinas no es mineralógica ni Por consiguiente sería recomendable y deseable el análisis de lutitas y calizas de la Formación La Virgen un análisis geoquímico más integral que incluya el análisis de elementos de Tierras Raras, análisis de isótopos y análisis de inclusiones fluidas, sedimentaria a nivel de facies. Igualmente se recomienda profundizar en el análisis de microfacies.

A pesar de que en este trabajo se ha aportado nueva información sobre la estratigrafía y geología de esta área de estudio, los alcances son limitados porque siempre dejan muchas preguntas nuevas por resolver.

Esta Tesis fue restringida a nivel económico pero especialmente, la restricción del tiempo de Doctorado que estipula Conacyt para algunos Programas de Posgrado. El trabajo científico que involucra campañas de muestreo y análisis de datos y de mucha información requiere una visión integral que sobrepasa las formas actuales de realizar investigación y generar resultados y formatos bajo un esquema empresarial.

BIBLIOGRAFÍA

Abedpour, M., Afghah, M., Ahmadi, V., Dehghanian, M., 2016, Biostratigraphic and lithostratigraphic study of Fahliyan formation in Kuh-e-Siah (Arsenjan area, northeast of fars Province), *Open J. Geol.* 6, 1605-1618.

Abyat, A., Baghbani, D., Afghah, M., Kohansal, G., Afsari, S., 2016, Neocomianebarremian foraminifers and algae from coastal fars (south Iran). *Arab. J. Geosci.* 9, 262 pp.

Adkins, W.S., 1930, New rudistids from the Texas and Mexican Cretaceous, *Univ. Texas Bull.* 1, 77-100.

Afghah, M., 2016, Microbiostratigraphy of Fahliyan Formation in Kuh-e-Gadavan and Ab Siah, *JSIAU* 61, 89-107.

Alavi, M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *Amer. J. of Sci.* 304, 1e20.

Aguayo, J.E., 1975, Sedimentary environments and diagenetic implications of the El Abra Limestone at its type locality, east Mexico, University of Texas, Texas, Tesis Doctoral, 159 pp.

Aguayo, J.E., 1978, Sedimentary environments and diagenesis of Cretaceous reef complex, eastern Mexico, *Anales Centro de Ciencias del Mar y Limnología*, UNAM, 5 (1), 83- 140.

Aguayo-Camargo J.E., 1998, The Middle Cretaceous El Abra limestone at its type locality (facies, diagenesis and oil emplacement), east-central Mexico, *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 15 (1), 1-8.

Ahr, W. N., 1973, The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.* 23, 221-225.

Alonso, F. J., 2006, La porosidad de las rocas carbonatadas, Depart. Geol. (Petrología y Geoquímica). Universidad de Oviedo, 18 pp.

Alonso-Zarza, A. M., Y. Sánchez-Moya, M. A. Bustillo, A. Sopeña, and A. Delgado, 2002, Silicification and dolomitization of anhydrite nodules in argillaceous terrestrial deposits: an example of meteoric-dominated diagenesis from the Triassic of central Spain, *Sedimentology* 49, 303-317.

Anderson, T.H., Schmidt, V.A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean region during Mesozoic time, *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 94, 941-966.

- Araujo-Mendieta, J., Arenas-Partida, R., 1986, Estudio tectónico-sedimentario en el mar mexicano, estados de Chihuahua y Durango, *Bol. Soc. Geol. Mex.* 47(3), 43-87.
- Arche, A., 2010, Sedimentología, Textos Universitarios 46, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, España, 1290 pp.
- Arzabala-Molina, J., 2005, Correlación estratigráfica de la Cuenca de Chihuahua y su relación con los yacimientos minerales, *Bol. Consejo Recursos Min.* 66, 25 p.
- Bache, F.; Olivet, J. L.; Gorini, C.; Rabineau, M.; Baztan, J.; Aslanian, D.; Suc, J. P., 2009, "The Messinian Erosional and Salinity Crises: View from the Provence Basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean)". *Earth Planet. Sci. Lett.* 286 (3-4), 139-157.
- Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, M., Martín Gómez-Anguiano, M. y Pánfilo Raymundo Martínez-Macías, P.R., 2004, Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México, *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 21(3), 299-319.
- Barragán-Manzo R. y Díaz-Otero C., 2004, Análisis de microfacies y datos micropaleontológicos de la transición Barremiano-Aptiano en la Sierra del Rosario, Durango, Mexico, *Rev. Mex. de Ciencias Geol.* 21(2), 247-259.
- Bathurst R. G. C., 1975, Carbonate Sediments and their Diagenesis, 2nd edn., Developments in Sedimentology No. 12, Elsevier, Amsterdam, 658pp.
- Bell, T., 1996, Deep roots of the messinian salinity crisis, *Nature* 422, 602-606.
- Bodrogie, I., 1989, Foraminiferen, Kalkalgen und die Biostratigraphie des Schrattenkalks von Vorarlberg (Osterreich), *En: Wiedmann, J. (Ed.), Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen, E. Schweizerbart's Verlagsbuch handlung, Stuttgart*, 403-429 pp.
- Boggs Jr., S., 2006, Principle of Sedimentology and Stratigraphy, 4th edition, Pearson Education, Inc, New Jersey, 335-342 pp.
- Borchert, H. y Muir, R.O., 1964, Salt Deposits. The Origin, Metamorphism and Deformation of Evaporites, London, D. Van Nostrand Company, 338 pp.
- Bover-Arnal, T., Pascual-Cebrian, E., Skelton, P., Gili, E., Salas, R., 2015, Patterns in the distribution of Aptian rudists and corals within a sequence- stratigraphic framework (Maestrat Basin, E Spain). *Sediment. Geol.* 321, 86-104.
- Brown, J. S., 1943, Suggested use of the word microfacies, *Econ. Geol.* 38, 325 pp.
- Burchette, T. P. y Wright, V. P., 1992, Carbonate ramp depositional systems. *Sed. Geol.* 79, 3-57.
- Burckhardt C., 1930, Etude synthetique sur le Mesozoique Mexicanin.- *Société Paleontol. Suisse, Memoir* 49(50), 280 pp.

- Cantú-Chapa, C., Sandoval-Silva, R., Arenas-Partida, R., 1985, Evolución Sedimentaria del Cretácico inferior en el Norte de México, *Rev. Instit. Mex. Petrol.* 17(2), 14-37.
- Carrasco, V. B., 1977, Albian sedimentation of submarine autochthonous and allochthonous carbonates, east edge of the Valles-San Luis Potosí Platform, México, Tulsa, *Soc. Econ. Paleontol. & Mineral*, Special Publication, 25, 263-272.
- Carrillo Bravo, J., 1971, La Plataforma de Valles-San Luis Potosí, *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.* 22, 1-117.
- Charleston, S., 1981, A summary of the structural geology and tectonics of the state of Coahuila, Mexico, *En: Smith, C.I. (ed.), Lower Cretaceous stratigraphy and structure northern Mexico, West Texas Geol. Soc. Public.* 1, 28-36 pp.
- Chartrousse J. y Masse J.P. (1998), *Offneria simplex* nov. sp. (rudist, Caprinidae) from the Barremian of South-East France and Cuba. Implications for the biostratigraphy and the evolution of the genus *Offneria*, *Bull. Soc. Geol. de France* 169(6), 841-850.
- Chávez Cabello, G., 2005, Deformación y magmatismo Cenozoicos en el Sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México, Universidad Autonoma de Mexico, PhD. Tesis, 245 pp.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Cossío- Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I.R., González-Naranjo, G.A., 2005, La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México, *Bol. Soc. Geol. Mex.* 57, 27-52.
- Cuvillier, J., 1952, Le notion de microfacies et ses applications. *VIII Congreso Nazionale di Metano e Petroleo*, sect. I, 1-7.
- De Castro, P., 1990, Thaumatoporelle: conoscenze attuali e approccio all interpretazione. *Boll. Della Soc. Paleontol. Ital.* 29(2), 179-206.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Boogard, P., Lars, R., 2003, Deep roots of the messinian salinity crisis, *Natures* 422, 602
- Dunham, R. J., 1962, Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture, in Classification of Carbonate Rocks: A Symposium, *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1, 108-121.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2001, Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in Northeastern Mexico, *En: Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* 75, 241-270.
- Eguiluz de Antuñano, S. 2011, Secuencias estratigráficas del Berriasiano-Aptiano en la Cuenca de Sabinas: su significado en el entendimiento de la evolución geológica del noreste mexicano, *Bol. Soc. Geol. Mex.* 63(2), 285-311.

- Embry, A. F. y Klován, J. E., 1971, A Late Devonian reef tract on northeastern Bank Island, Northwest Territories, *Can. Petrol. Geol. Bull.* 19, 730-781.
- Enos, P., 1974, Reefs, platforms and basins of middle Cretaceous in northeast Mexico, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 58 (5), 800-809.
- Flügel, E., 2004, *Microfacies of Carbonate Rocks*, Springer-Verlag, Berlin, 976 pp.
- Folk, R. L., 1962, Spectral subdivision of limestone types. En W. E. Ham (ed.). *Classification of Carbonate rocks*, *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.* 1, 62-84.
- García-Castellanos, V., 2011, Messinian salinity crisis regulated by competing tectonics and erosion at the Gibraltar Arc, *Nature* 480, 359–363.
- Garfías, V.R., 1915, The oil region of northeastern Mexico, *Econ. Geol.* 10, 1–195.
- Garza, G. R., 1973, Modelo sedimentario del Albiano -Cenomaniano en la porción sureste de la Plataforma de Coahuila (Prospecto Parras, Estado de Coahuila), *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.* 25, 311-340.
- Gaytan-Rueda, J. E., 1975, Exploration and development at the La Negra mine, Querétaro, Mexico, Universidad de Arizona, Tucson, Tesis Maestría, 98 pp.
- Ginsburg, R.N., and James, N.P., 1974a, Holocene carbonate sediments of continental shelves, *in* Burk, C.A., and Drake, C.L., editors, *The geology of continental margins*: Springer-Verlag, New York, pages 137-155.
- Goldberg, K., S. Morad, I. S. Al-Aasm, and L. F. De Ros, 2011, Diagenesis of Paleozoic playa-lake and ephemeral-stream deposits from the Pimenta Bueno Formation, Siluro-Devonian (?) of the Parecis Basin, central Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, p. 58-74.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico, *En*: Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*, Boulder, Colorado, E.U.A., Geol. Soc. North America Special Paper 340, 1-58.
- González-Fernández, B., Menéndez-Casares, V.V., Aramburu, C., Caus, E., 2014, New insights about the Upper Jurassic – Lower Cretaceous sedimentary successions from Asturias (NW Iberian Peninsula), *J. Iberian Geol.* 40(3), 409-430.
- González-Sánchez, F., Puente-Solís, R., González-Partida, E., Camprubí, A., 2007, Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb, *Bol. Soc. Geol. Mex.* 59(1), 43-62.
- Granier, B., Basso, D., Vachard, d., 2017, Les algues « calcaires » fossiles (Permien-Miocène) du Guatemala, *Arch.Sci.* 69, 29-54 |
- Guillén-Ortiz, J.M., Mendoza-Romero, M., 2004, Carta Geológico-Minera Coyame H13-C39, escala 1: 50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, Informe, 45 pp.

Gutierrez-Alejandro, A. G., Chacón-Baca, E., Rosales-Dominguez, C., Ramirez-Peña, C.F., Girón, P., Grajales-Nishimura, J.M., 2017, A clastic-evaporitic deposit from the Cretaceous of northeastern Mexico: La Mula-La Virgen transition, *J. South Am. Earth Sci.* 80, 411-421.

Haq B.U., 2014, Cretaceous eustasy revisited, *Glob. and Planet. Change* 113, 44–58.

Hardie, L.A., 1996, Secular variation in seawater chemistry: An explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporites over the past 600 my, *Geology* 24, 279–283.

Heim, A., 1926, Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México), *Eclogae Geol. Helvet.* 20 (1), 82- 89.

Hernández-Ávila, J., Franco-Vega, O., 2004, Carta Geológico-Minera Cuchillo Parado H13-D31, escala 1: 50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, informe, 59 p.

Hernández-Trejo, J.M., Murillo-Muñetón, G., 2003, Resultados preliminares sobre la cicloestratigrafía de la formación La Virgen (Cretácico Inferior), NE de México, *Sedimentología y Estratigrafía* 2(2), 335.

Herrera-Galván, J.D., De la O Burrola, F., 2005, Carta Geológico-Minera El Consuelo H13-C38, escala 1:50,000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, Informe, 58 pp.

Hosseini, A.S., Conrad, M.A., 2008, Calcareous algae, foraminifera and sequence stratigraphy of the Fahliyan formation at Kuhe-Surmeh (Zagros basin, SW of Iran). *Geol. Croata* 61, 215-237.

Hosseini R- A. y Hassani, M.J., 2016, Depositional environment of the Upper Cretaceous orbitolinid-rich microfacies in the Kuh-e Mazar anticline (Kerman Province, Central Iran), *Historical Biology* 28(5), 597-612.

Humphrey W.E. y Díaz T. 2003, Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphy and Tectonics of northeast Mexico, Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin, Texas, 152 pp.

Humphrey, W. E. y Díaz, T., 1956, Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphy and Tectonics of Northeast Mexico: Petróleos Mexicanos. Informes varios privados (Pémex). (Publicado en 2003).

Imlay, R. W., 1937, Geology of the Middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico, *Geol. Soc. Amer. Bull.* 48, 587-630.

Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, Part IV, Geology of the western part of the Sierra de Parras, *Geol. Soc. Amer. Bull* 47, 1091-1152.

Imlay, R.W., 1940, Neocomian faunas of northern Mexico, *Geol. Soc. Amer. Bull.* 51, 117-190.

Johnson, J.H., 1969, A review of the Lower Cretaceous algae. Professional Contributions of the Colorado School of Mines 6, 180 pp.

Johnson J.H., Kaska, H.V., 1965, Fossil Algae from Guatemala. Professional Contributions of the Colorado School of Mines 1, 152 pp.

Johnson, C.A., 1989, Structural Analysis of the fold and thrust belt in the vicinity of Monterrey, northeastern Mexico: Houston, Texas, EUA, Exxon Productions Research Company Report (inédito), 40 p.

Johnson, C.R., Ward, W.C., Goldhammer, R.K., 1991, Mechanisms for high-frequency cyclicity in the Upper Jurassic limestones of northeastern Mexico, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 75, 603

Johnson J.H., Kaska, H.V., 1965, Fossil Algae from Guatemala. *Professional Contributions of the Colorado School of Mines* 1, 152 pp.

Jones, N.W., McKee, J.W., Márquez, D.B., Tovar, J., Long, L.E., Laudon, T.S., 1984, The Mesozoic La Mula Island, Coahuila, Mexico, *Geol. Soc. Amer. Bull.* 95, 1226-1241.

Juárez-Ortega, K.V., 2016, Características sedimentológicas-estratigráficas de la Formación La Virgen y su potencial para el almacenamiento de CO₂ en la provincial de Coahuila, México, UNAM, Tesis de Licenciatura, Mexico, 106 pp.

Kelley, K.A., Plank, T. Ludden J. Staudigel, H., 2003, Composition of altered oceanic crust at ODP Sites 801 and 1149, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4, 8910.

Kendall A.C., y G.M. Harwood, 1996, Marine evaporites: arid shorelines and basins. *En: H.G. Reading (Ed.), Sedimentary Environments, Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd. Ed., Blackwell Scientific Publications, Oxford: 5-36.

Khodashenas, A., Aryaei, A.A., Ashouri, A.R., 2014, Early Cretaceous Index Benthic Foraminifera from Northeast of Torbat-e-Heydarieh Area, *Open J. Geol.* 4, 206-209.

Lehmann C., Osleger D.A. y Montañez I.P., 1998, Controls on cyclostratigraphy of Lower Cretaceous carbonates and evaporites, Cupido and Coahuila platforms, Northeastern Mexico, *J. of Sed. Res.* 68 (6), 1109-1130.

Lehmann C., Osleger D.A. y Montañez I., 2000, Sequence stratigraphy of Lower Cretaceous (Barremian-Albian) carbonate platforms of northeastern Mexico: Regional and Global correlations, *J. Sed. Res.* 70 (2), 373-391.

Lehmann, C., Osleger, D.A., Montanez, I.P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., Banner, J., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico, *Geol. Soc. Amer. Bull.* 111, 1010–1029.

Logan, B. W., 1987, The MacLeod evaporite basin, western Australia. Holocene environments, sediments and geological evolution, *AAPG Memoir* 44, 1–140.

- López Doncel, R. 2003, La Formación Tamabra del Cretácico medio en al porción central del margen occidental de la plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México, *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 20 (1), 1-19.
- López-Ramos, E., 1983, Estratigrafía cretácica y tectónica de una porción del centro y noreste de México, Trabajo presentado en la V Convención de la Sociedad Geológica Mexicana, Nov. (1980), *Bol. Soc. Geol. Mex.* 44, 1-9.
- McKee, J. W., Jones, N. W. y Long, L. E., 1984. History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico, *Geology* 12, 103-107.
- Moore, C.H., 1997, Carbonate Diagenesis and Porosity, Elsevier, Amsterdam, 161-175 pp.
- Folk, R. L., 1959, Practical Petrographic classification of limestones. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 43, 1-38.
- Munnecke, A. y C.K. Samtleben, 1996, The Formation of Micritic Limestones and the Development of Limestone-Marl Alternations in the Silurian of Gotland, Sweden, *Facies* 34, 159-176.
- Murillo-Muñetón G. y Dorobek S.L., 2003, Control on the evolution of carbonate mud mounds in the Lower Cretaceous Cupido Formation, northeast Mexico, *J. Sed. Res.* 73 (6), 869-886.
- Neagu, T and Cîrnaru, P., 2004, Genus Choffatella (Schlumberger), 1904 (Foraminifera) in the Lower Aptian (Bedoulian) from Southern Dobrogea (Romanian plain), *Acta Paleontol. Romaniae* 4, 269-275.
- Nichols, G., 2009, Sedimentology and Stratigraphy, Blackwell-Wiley, 422 pp.
- Núñez-Useche F. y Barragán, R., 2012, Microfacies analysis and paleoenvironmental dynamic of the Barremian-Albian interval in Sierra del Rosario, eastern Durango state, Mexico, *Rev. Mex. de Ciencias Geol.* 29(1), 204-218.
- Núñez-Useche, F., Barragán, R., Moreno-Bedmar, J. A., Canet C., 2014, Mexican archives for the major Cretaceous Oceanic Anoxic Events. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 66(3), 491-505.
- Olszewska, B., 2010, Microfossils of the upper jurassicelower cretaceous formations of the Lublin Upland (SE Poland) based on thin section studies. *Pol. Geol. Inst. Spec. Pap.* 26, 1-56.
- Omaña, L., Alencaster, G., 2009. Lower Aptian shallow-water benthic foraminiferal assemblage from the Chilacachapa range in the Guerrero-Morelos Platform, south Mexico. *Rev. Mex. Cien. Geol.* 26 (3), 575-586.
- Omaña, L., Centeno-García, E., Buitron-Sánchez, B., 2012, Comunidades bentónicas de plataformas del Cretácico asociadas a arcos magmáticos en la parte occidental de México. *Paleontol. Mex.* 62, 12-132.

Ontiveros, T.G., 1973, Estudio estratigráfico de la porción occidental de la Cuenca Morelos-Guerrero. *Rev. Assoc. Mex. Geol. Pet.* 25(6), 190-234.

Ortí, F., Helvacı, C., Rosell, L. y Gündoğan, I., 1998, Sulphate-borate relations in an evaporitic lacustrine environment: the Sultaçayır Gypsum (Miocene, western Anatolia). *Sedimentology* 45, 697-710.

Oivanki, S.M., 1974, Paleodepositional environments in the Upper Jurassic Zuloaga Formation (Smackover), northeast Mexico, Gulf Coast Assoc. of Geol. Soc. Trans. 24, 258-278.

Padilla y Sánchez, R. J., 1985, Las estructuras de la Curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, N. L., Zacatecas y San Luis Potosí, UNAM. *Inst. Geol. Rev.* 6 (1), 1-20.

Padilla y Sánchez, R.J., 1986b, Post-Paleozoic Tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico, *Geofis. Intern.* 25, 157-206.

Pecharsky, V. K. y Zavalij P. Y., 2005, Fundamentals of Powder Diffraction and Structural Characterization of Materials, New York Springer, 102-150 pp.

Peza, L.H., 1989, An outline of the cretaceous of Albania. In: Wiedmann, J. (Ed.), Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 483-504 pp.

Pleş, G., Bucur, I.I., Pacurariu, A., 2015, Foraminifera assemblages and facies associations in the upper Jurassic carbonates from Ardeu Unit (Metaliferi mountains, Romania), *Acta Paleontol. Romaniae* 11(2), 43-57.

Poldervaart, A., 1955, Chemistry of the earth's crust., *En: Crust of the earth--a symposium*. Poldervaart, A. (Editors), *Geol. Soc. Amer.*, Special Paper, 119-144.

Pomar, L., 2001b, Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. *Palaeogeo, Palaeoclim., Palaeoecol.* 175, 249-272.

Potter, P. E., Maynard, J. B. y Pryor, W. A. 1980. Sedimentology of shale: study guide and reference source, Springer-Verlag Berlin.

Prothero, D.R. y Schwab, F. 1996, Sedimentary Geology: An Introduction to Sedimentary Rocks and Stratigraphy. Ed. W.E. Freeman & Cia, NY, 575 pp.

Ragland, P.C. 1989. Basic analytical petrology. Oxford University Press. New York.

Read, J. F., 1985, Carbonate Platform Models. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull, 69, 1-21.

Ries, J.B., 2010, Review: geological and experimental evidence for secular variation in seawater Mg/Ca (calcite-aragonite seas) and its effects on marine biological calcification, *Biogeosciences* 7, 2795-2849.

Ronov, A.B., y Yaroshevsky, A.A., 1976, A new model for the chemical structure of the Earth's Crust, *Geochem. Intern.* 13, 89-121.

Rosell, L., Orti, F., Kasprzyk, A., Playà, E., Peryt, T.M., 1998, Strontium geochemistry of primary gypsum, Messinian of Southeastern Spain and Sicily and Badenian of Poland., *J. Sedim. Res* 68, 63-79.

Ryan, W., 2008, Decoding the Mediterranean salinity crisis, *Sedimentology* 56 (1): 95–136.

Saenz-Montero, E., Rodriguez-Aranda, J.P., Calvo J.P. y Ordoñez, S., 1994, Tertiary detrital gypsum in the Madrid basin, Spain, *En: Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient saline Systems, SEPM Special Public.* 50, 217-228.

Salomon, D., 1989, Paleoecology and environmental analysis of the lower cretaceous shallow-marine Drusberg and Schrattenkalk facies of the Gottesacker, *En: Wiedmann, J. (Ed.), Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tubingen, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuch handlung, Stuttgart, 353-375 pp.*

Salvador, A., Green, A., 1980, Opening of the Caribbean Tethys (Origin and development of the Caribbean and the Gulf of Mexico), *En: Auboin, J., et al. (eds.), Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys, Bureau de Recherche Géologique et Minière, Mémoires, 115, 224-229.*

Salvany, J.M., García-Veigas, J. y Ortí, F., 2007, Glauberite-halite association of the Zaragoza Gypsum Formation (Lower Miocene, Ebro Basin, NE Spain). *Sedimentology* 54, 443-467.

Santamaría, O.D., 1991, Evolución Geodinámica de la Cuenca de Sabinas y sus Implicaciones Petroleras, Estado de Coahuila: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Gerencia de Investigación Aplicada a la Exploración 1, 209 pp.

Santiago-Carrasco, B., Herrera-Monreal, J. C., Ontiveros-Escobedo, E., Martínez-Rodríguez, L., 2002, Carta Geológico-Minera Piedras Negras H14-10, escala 1: 250,000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, Informe, 44 pp.

Schlagintweit, F., 1992, Further record of calcareous algae (Dasycladaceae, Udoteaceae, Solenoporaceae) from the Upper Cretaceous of the Northern Calcareous Alps.– *Rev Paléobiol* 11, 1–12.

Schlagintweit, F., Gawlick, H.J., Missoni, S., Lein, R., Vu-Kaj, R. & Hoxha, L., 2006, The Triassic to Early Jurassic shallow-water carbonates of the Rrapsha-Tamara section (NW Albania) as a part of the Adriatic-Dinaride carbonate platform, *En: Tessadri-Wackerle, M. (eds.), PANGEO Austria, Innsbruck University Press, 310–311 pp.*
Schlagintweit, F., Velic, I., 2011, New and poorly known Middle Jurassic larger benthic foraminifera from the Karst Dinarides of Croatia, *Geol. Croat.* 64/2, 81–99.

Schlagintweit, F., Velić, I., 2012, Foraminiferan tests and dasycladalean thalli as cryptic microhabitats for thaumatoporellacean algae from Mesozoic (Early Jurassic- Late Cretaceous) platform carbonates, *Facies* 58/1, 79–94.

Schlagintweit, F., Hladil, J. y Nose, M., 2013, New observations and interpretations of the enigmatic poorly known Late Paleozoic Irregularina BYKOVA, 1955.– *Acta Paleontologica Romaniae* 9(1), 3–22.

Schlagintweit, F., 2013, *Thaumatoporella* ladders unraveled, *Studia Universitatis Babes-Bolyai Geologia* 58(1), 5-9.

Schlagintweit, F., Rosales, I. y Najarro, M., 2016, *Glomospirella cantabrica* n. sp., and other benthic foraminifera from Lower Cretaceous Urgonian-type carbonates of Cantabria, Spain: Biostratigraphic implications. *Geol. Acta.* 14. 113-138.

Scholle, P. A., Scholle-Umer, D.S., 2003, A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rock: Grains, Texture, Porosity, and Diagenesis, AAPG Memoir 77, Tulsa, 303-308

Schreiber, B.C., y Hsü, K.L., 1980, Evaporites, *En: Developments in Petroleum Geology* (ed. G.D. Hobson) Elsevier, Vol. 2, 87-138 pp.

SGM, 2006, La Mula, Formación. Cretácico Inferior: Hauteriviano-Barremiano. Léxico estratigráfico de México, Servicio Geológico Mexicano, 1-4 pp.

SGM, 2009, La Virgen, Formación. Cretácico Temprano: Hauteriviano-Barremiano. Léxico estratigráfico de México, Servicio Geológico Mexicano, 1-5 pp.

Schreiber, B., y Tabbakh, M., 2000, Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology* 47, 215 - 238.

Spalletti, L.A., Veiga, G.D. y Schwarz E., 2006, La Formación Agrio (Cretácico temprano) en la Cuenca Neuquina. En H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danielli y J.M. Vallés (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino*, 145-160.

Stanley, S.M., and Hardie, L.A., 1998, Secular oscillations in the carbonate mineralogy of reef-building and sediment-producing organisms driven by tectonically forced shifts in seawater chemistry., *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.* 144, 3–19.

Tamil, P. K., Misra, y Kumar, P., 1988, Fossil algae from the Cretaceous Tiruchirapalli District of Varagur, Nadu, *The Palaeobotanist* 37(1), 36- 51.

Tucker, M. E., 1981, Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and application to the Upper Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining North Sea, *J. Geol. Soc. London* 148, 1019-1036.

Tucker M.E., 1992, Limestones through time. In: Brown G.C., Hawkesworth C.J., Wilson R.C.L., (eds.), Understanding the Earth, a New Synthesis, Cambridge University Press, Cambridge, 347-363 pp.

Tucker, M.E. 2001. Sedimentary Petrology. An Introduction to the origin of sedimentary

Tucker, M.E., Wright, V.P., y Dickson, J.A., 2003, Carbonate Sedimentology, Blackwell Publishing Company, UK, 214-216 pp.

Truc, G., 1980, Evaporites in a subsident continental basin (Ludian and Stampian of Mormorion-Pernes in southern France): Sequential aspects of deposition primary facies and their diagenetic evolution. *En: Evaporite Deposits*, Paris, Ed. Technip. 61-71, 234-259.

Wade, B.S.; Brown P.R., 2006, Calcareous nannofossils in extreme environments: The Messinian Salinity Crisis, Polemi Basin, Cyprus, *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 233 (3-4): 271-286

Ward, W.C., 1974b, Collector's guide to carbonate cement types, northeastern Yucatan Peninsula, *En: Field Trip 2, Annual Meeting of the Geol. Soc. of Amer.* 175 -178 pp.

Warren, J.K., 2006, Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons, Springer, Berlin, 1036 p.

Warren, J.K., 2010, Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic control in marine and non-marine deposits, *Earth Sci. Rev.* 98, 217-268.

Wilson J.L., 1990, Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico: A review. *En: Tucker M. E., Wilson J.L., Crevello P.D. y Sarg R. S. (eds.), Carbonate platforms, facies, sequences and evolution, Internat. Assoc. of Sedimentol. Special Public.* 9, 235-255.

Wilson J.L., 1999, Controls on the wandering path of the Cupido Reef trend in northeastern Mexico. *En: Bartolini C., Wilson J.L. y Lawton T.F., (eds.), Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico Geol. Soc. Amer., Special Paper* 340 pp.

Wilson J.L. y Piali G., 1977, A Lower Cretaceous shelf margin in northern Mexico. *En: Bebout D.G., y Loucks R.G. (eds.), Cretaceous carbonates of Texas and Mexico.* University of Texas Bureau of Economic Geology Report of Investigation 89, 302-323 pp.

Wilson, J. L. y Ward, W. C., 1993, Early Cretaceous Carbonate Platforms of Northeastern and East-Central Mexico, *En: Simo, J. A., Scott, R. W. y Masse, J-P. (eds.), Cretaceous Carbonate Platforms, Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Memoir* 56, 35-50 pp.

Wilson, J.L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History, Springer-Verlag New York, U.S.A., 471pp.

Wilson, J.L., Ward, W.C., Finneran, J., 1984, A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems, Monterrey-Salttillo area, northeast Mexico, Gulf Coast Section, *Soc. Econ. Paleontol. and Mineral.* 76-77.

Winker, C.D., Buffler, R.T., 1988, Paleogeographic evolution of early deep-water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 72, p. 318-346.

Zhang, Y., Krause, M., Mutti, M., 2013, The Formation and Structure Evolution of Zechstein (Upper Permian) Salt in Northeast German Basin: A Review, *Open J. of Geology* 3(8), 411-426.

Zwanziger, J.A., 1978, Geología Regional del Sistema Sedimentario Cupido, *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.* 30(1), p. 1-55.